



Les Orthogneiss : Structures, mécanismes de déformation et analyse cinématique

Denis Gapais

► To cite this version:

Denis Gapais. Les Orthogneiss : Structures, mécanismes de déformation et analyse cinématique. Sciences de la Terre. Université Rennes 1, 1987. Français. NNT : . tel-00648605

HAL Id: tel-00648605

<https://theses.hal.science/tel-00648605>

Submitted on 6 Dec 2011

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

28 JUL. 1988

D. GAPAIS

ISSN 0755-978X

ISBN 2-905532-27-0



les orthogneiss

STRUCTURES
MECANISMES DE DEFORMATION
ET ANALYSE CINEMATIQUE

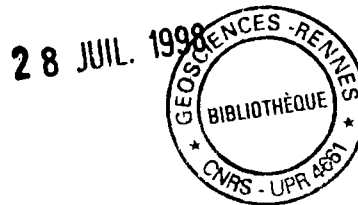
MEMOIRES ET DOCUMENTS

*du Centre Armoricaïn
d'Etude Structurale
des Socles*

n° 28

Rennes 1989





MEMOIRES ET DOCUMENTS
DU
CENTRE ARMORICAIN D'ETUDE STRUCTURALE DES SOCLES

N° 28

D. GAPAIS

**Les Orthogneiss ;
Structures, mécanismes de déformation
et analyse cinématique.**

**Thèse d'Etat présentée devant l'Université de Rennes I
le 15 Octobre 1987**

**Centre Armoricain d'Etude Structurale des Socles
LP CNRS n°4661
Université de Rennes I
Campus de Beaulieu
F - 35042 - RENNES Cédex
(France)**

1989

GEOSCIENCES - RENNES CNRS - UPR 4661	
Numéro d'inventaire Bibliothèque	5918

Remplace un ex. perdu

ISSN : 0755-978 X

ISBN : 2-905532-27-0

Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles

LP CNRS n°466I

Université de Rennes I - Campus de Beaulieu

F-35042 - RENNES Cédex (France).

D. GAPAIS (1989)

**Les Orthogoneiss : Structures, mécanismes de déformation
et analyse cinématique.**

Mém. Docum. Centre Arm. Et. Struct. Socles, Rennes, 28 ; 377 p.

Ce mémoire est le résultat de travaux collectifs.
Je remercie très vivement toutes les personnes impliquées.

LES PLUTONS SYNTECTONIQUES. STRUCTURES, MICROSTRUCTURES ET MECANISMES DE DEFORMATION

- I ---- *Mécanismes de déformation et diapirisme.* Exemple du granite de Flamanville (Massif Armoricain).
- II --- *Transitions rhéologiques et histoire thermique.* Exemple du granite de l'Hermitage (Massif Central).
- III --- *Processus de mylonitisation du quartz.*
- IV --- *Genèse des structures C-S.* Exemple du granite de Lizio (cisaillement sud-armoricain).
- V --- *Champ de déformation finie et histoire thermique.* Exemple du granite de St-Cast (Massif Armoricain).

LES GRANITES PRETECTONIQUES. ORTHOGNEISSIFICATION ET CONDITIONS METAMORPHIQUES

- VI --- *Déformation en faciès schistes verts.* Exemple du massif de l'Aar (Alpes Centrales).
- VII -- *Déformation en faciès amphibolite.* Exemple du massif du Gotthard (Alpes Centrales).
- VIII-- *Discussion et conclusions.*

STRUCTURES, CHAMP DE DEFORMATION ET HISTOIRE CINEMATIQUE

- IX --- *Critères de cisaillement et symétrie structurale*
- X --- *Distribution des systèmes de glissement : un critère cinématique.*

CONCLUSION GENERALE

La tectonique et la géologie structurale convergent vers une analyse des déformations lithosphériques qui permette d'estimer les paramètres cinématiques (déplacements) et thermomécaniques (rhéologie) caractéristiques des dynamiques interne et externe d'un système au cours de sa déformation progressive. Par dynamique interne à l'échelle d'une chaîne, on invoquera ici déplacements (trajets horizontaux et verticaux - chemins P, T, t) et comportements relatifs (fragile ou ductile) des différentes unités impliquées ; par dynamique externe, on entendra essentiellement les déplacements imposés aux limites du système déformé.

Dans un domaine déformé, les structures de différentes échelles et leur chronologie relative sont des marqueurs (1) des déformations finies et progressives locales, (2) des relations entre déformation moyenne et déplacements aux limites du domaine (régime, non coaxialité, de la déformation) et (3) des conditions physiques (P, T,) gouvernant le comportement rhéologique du matériau en cours de déformation. Du point de vue méthodologique, l'aspect cinématique (1 et 2) fait essentiellement appel à l'étude des champs de déformation (type, intensité et hétérogénéité de la déformation finie, trajectoires de déformation, symétrie des structures) ; l'aspect mécanique (3) peut être abordé par l'analyse des mécanismes physiques de la déformation à l'échelle du grain et de l'agrégat polycristallin (rhéologie microscopique), ainsi qu'à l'échelle globale du système considéré (rhéologie macroscopique). Ce dernier aspect peut s'appuyer sur la comparaison entre degré d'hétérogénéité de la déformation finie (relations entre déformation continue-ductile et discontinue-fragile), quantité de déformation totale, et grandeur des déplacements aux limites.

Ce mémoire est consacré à l'étude de la déformation des roches granitiques dans le but d'en dégager l'intérêt comme marqueurs de la déformation de la croûte continentale. Les raisons fondamentales qui sont à la base de ce travail sont les suivantes:

- Les granitoïdes sont connus pour présenter des structures d'échelles variées (cf. Cloos 1925, Balk 1937, Pitcher & Berger 1972, Marre 1982, Pons 1982) discriminantes pour étudier les modalités de leur mise en place ou de leur déformation ultérieure (Pitcher & Berger 1972, Barrière 1977, Pons 1982, Brun et Pons 1981). A ce titre, ils apparaissent déjà comme d' uniques objets d'échelle crustale, anté, syn, voire post orogéniques.
- Formés et souvent localisés dans des zones de forte activité orogénique (e.g. zones de cisaillement), ils sont intrinsèquement associés à la dynamique des chaînes. En outre, formant une très large part de la croûte continentale, et ayant une composition moyenne similaire (voir Taylor & McLennan 1985), ils en constituent probablement un bon analogue rhéologique.
- A elles seules, les conditions métamorphiques ne sont généralement pas un facteur de modifications majeures de leur structure macroscopique primaire (mode minéralogique, taille de grain). Celles-ci seront donc largement significatives de la déformation subie.
- En première approximation, les roches granitiques non déformées peuvent être considérées comme un matériau macroscopiquement homogène et isotrope. Les caractères anisotrope et hétérogène de la plupart des autres matériaux crustaux (lithologies sédimentaires ou

métamorphiques) favorisent la localisation et le développement de structures parfois complexes (plis, décollements locaux, structures superposées) qui peuvent induire de fortes perturbations des champs de déformation et qui, bien que pouvant résulter d'une unique déformation progressive cohérente à grande échelle, peuvent être très diverses même à l'échelle de l'affleurement (Brun & Choukroune, 1981). Ceci rend leur interprétation délicate car très dépendante de l'échelle d'observation. Au contraire, les structures observées dans un granitoïde déformé, essentiellement des schistosités et des zones de cisaillement (ductiles ou fragiles), sont souvent simples, comparables et cohérentes à l'échelle du massif. En outre, lorsqu'elles sont modérées ou graduelles, les variations de composition primaire à travers un massif granitique ne sont généralement pas suffisantes pour prédéterminer les modalités d'une déformation ultérieure (e.g. localisation des zones de cisaillement). L'observation fréquente de schistosités non réfractées à travers des schlieren magmatiques en est une illustration.

- La déformation ductile des massifs granitiques se marque généralement par le développement de zones de cisaillement séparant des domaines préservés peu ou pas déformés. Les gradients de déformation ainsi observés permettent (1) d'étudier précisément les mécanismes de déformation et les modalités de la localisation de la déformation (adoucissement), en liaison avec les conditions métamorphiques synschisteuses, (2) de relier les structures et les mécanismes de déformation observés à des estimations de la déformation finie, et (3) de se référer à l'état initial localement préservé.

Tous ces facteurs font à priori des roches granitiques des marqueurs privilégiés de la déformation de la croûte continentale, au même titre que peuvent l'être les péridotites vis à vis de la croûte océanique (cf. Nicolas & Poirier 1976).

Les travaux regroupés dans ce mémoire décrivent divers exemples naturels illustrant certains des principaux aspects de la déformation des roches granitiques. Trois parties abordent successivement (1) la déformation des massifs syntectoniques, (2) la déformation des granites pré-tectoniques (socles anciens) et (3) l'interprétation cinématique des structures et des champs de déformation finie. Les exemples étudiés sont essentiellement pris dans la chaîne hercynienne (Massif Armoricaïn, Massif Central) et les chaînes alpines (Alpes Centrales, Himalaya). L'ensemble vise à définir les grandes lignes d'une méthodologie d'analyse et d'interprétation de la déformation des granitoïdes.

LES PLUTONS SYNTECTONIQUES

**STRUCTURES
MICROSTRUCTURES
ET MECANISMES DE DEFORMATION**

L'EFFET GONFLEMENT

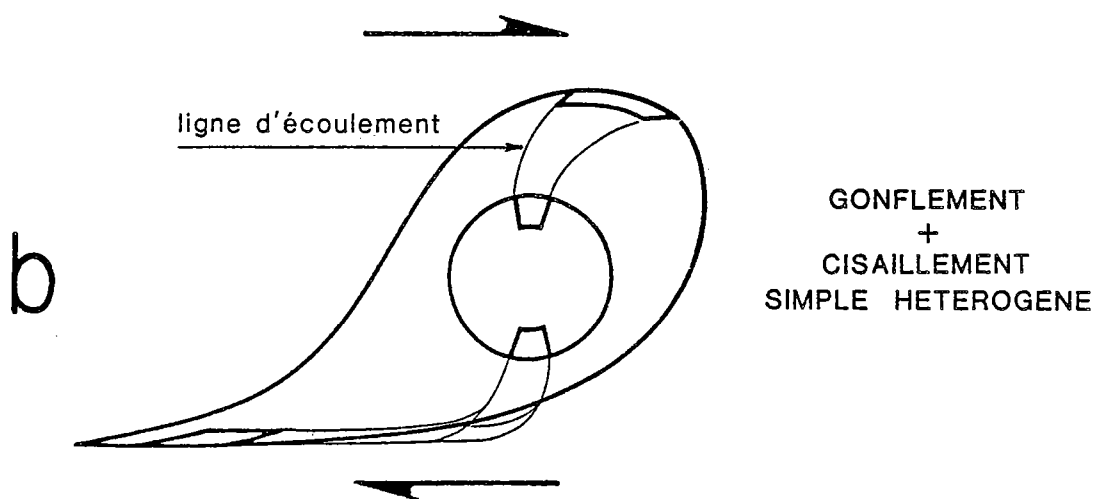
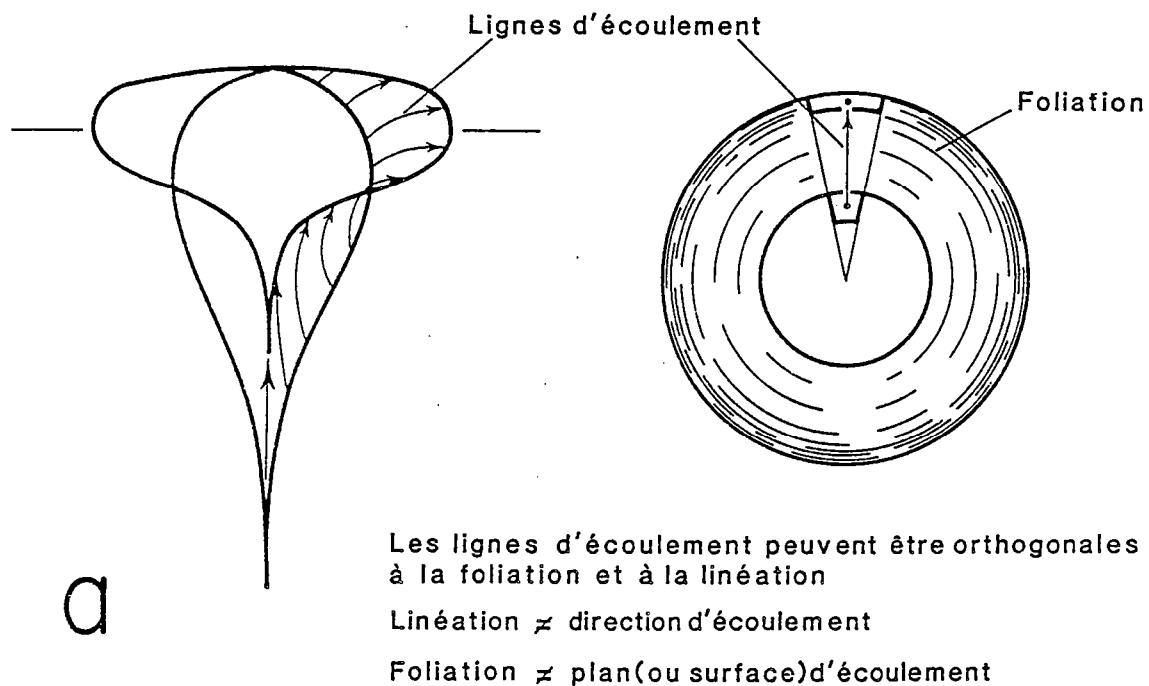


Fig. 1 - Exemples schématiques de relations entre le gonflement d'un pluton, les lignes d'écoulement et les directions principales de déformation, en l'absence de déformation régionale (a) et lors d'une interférence entre la mise en place et un cisaillement régional transcurrent (b).

Les principales questions liées à la déformation des plutons syntectoniques sont centrées sur la distinction entre (1) déformations à l'état magmatique et déformations à l'état solide, et (2) déformations d'origine diapirique ou tectonique (cf. Pitcher & Berger 1972, Brun 1981) ; ceci, tant du point de vue des structures que des mécanismes de fluage et du comportement rhéologique associés. Par rapport au cas de massifs granitiques pré-tectoniques réactivés dans le socle des zones orogéniques (cf. partie II), les déformations syn-mise en place présentent en effet deux spécificités fondamentales qui, en outre, font que la 1ère partie de ce mémoire leur est entièrement consacrée :

- Elles résultent de l'interaction entre dynamique propre à la mise en place du pluton (e.g. diapirisme) et dynamique régionale (tectonique).
- Elles accompagnent une décroissance thermique caractéristique, depuis la température initiale du magma intrusif jusqu'à celle du métamorphisme régional.

Afin de mieux situer les différentes questions abordées dans les chapitres qui suivent, il convient d'abord de rappeler et de préciser les grands traits de la déformation des plutons syntectoniques, tels qu'ils sont imposés par ce contexte dynamique et thermique particulier.

.Champ de déformation finie et processus de mise en place

Les particularités des champs de déformation associés aux plutons syntectoniques, ainsi que leurs significations cinématiques, ont été décrites et analysées en détail par Brun (1981). Lors de la mise en place, l'intrusion diapirique de magma au coeur du pluton déforme sa périphérie sous l'effet d'un écoulement divergent (lignes d'écoulement radiales) (Fig. 1a). Cet effet de gonflement induit un gradient de raccourcissement radial, croissant vers le contact, dans le pluton comme dans l'encaissant (cf. Martin 1953, Holder 1979, Brun 1981, Ramsay 1981). Lorsque le gonflement interfère avec un effet tectonique, comme par exemple un cisaillement régional, la tendance à une disposition plus ou moins radiale des directions d'écoulement reste révélée par des trajectoires de foliations plus ou moins concentriques (Fig. 1b et 2). Dans les plutons, on observe ainsi typiquement un coeur souvent peu structuré et une périphérie bien structurée, où les différents éléments constitutifs de la roche (xénolithes, enclaves homéogènes, phénocristaux) peuvent souligner une linéation d'allongement et un plan de foliation dont les trajectoires sont plus ou moins concentriques (Martin 1953, Pitcher & Berger 1972, Holder 1979, Brun 1981, Brun et Pons 1981, Ramsay 1981, Pons 1982) (Fig. 2).

Outre ce gradient de déformation radial, les trajectoires de foliation des plutons syntectoniques montrent fréquemment (1) un passage continu et sans réfraction de la structure planaire interne au pluton à la schistosité régionale dans l'encaissant, (2) une obliquité entre foliation et contact, et (3) la présence de points neutres (Fig. 2). Ces particularités révèlent d'une part le synchronisme entre mise en place et déformation régionale, et d'autre part l'absence de contraste de ductilité entre l'encaissant et la périphérie du pluton (Brun 1981). Ce dernier point souligne en outre, sur des bases purement cinématiques, que la périphérie du pluton doit avoir un comportement rhéologique

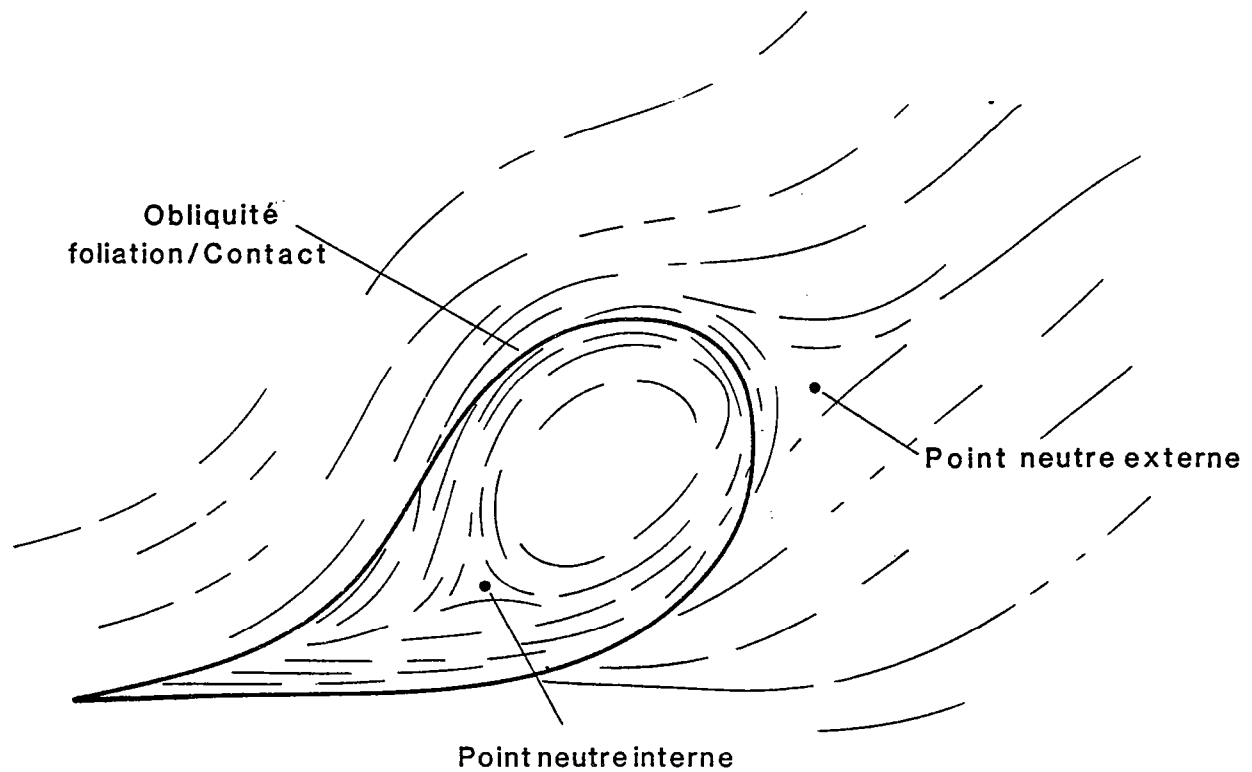


Fig. 2 - Caractères singuliers des trajectoires de foliation lors d'une interférence entre mise en place (gonflement) et déformation régionale (ici un décrochement dextre) (d'après Brun 1981).

RELATIONS TRAJECTOIRES PRINCIPALES MECANISMES PHYSIQUES

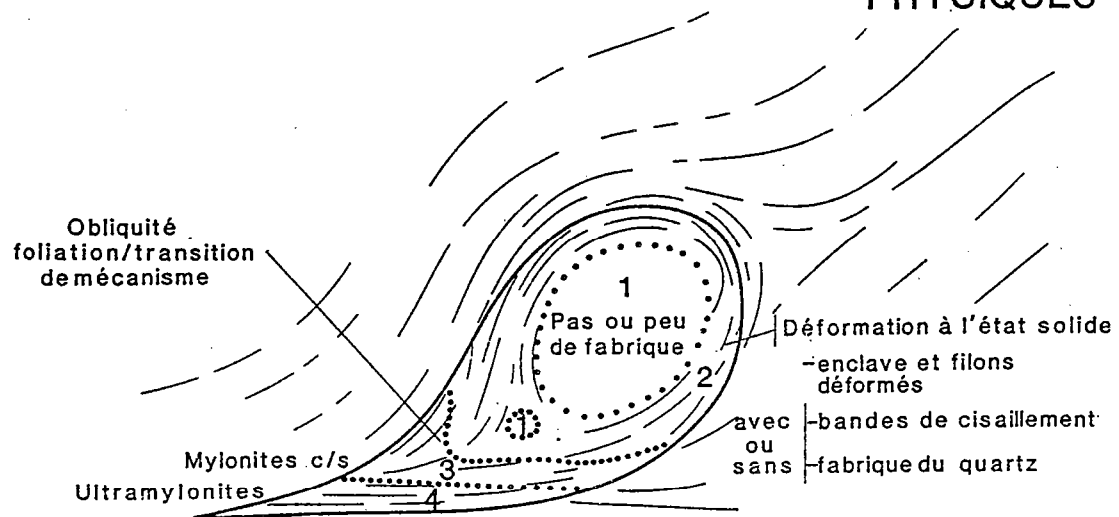


Fig. 3 - Relations générales entre trajectoires de foliation, structures et mécanismes de déformation dans un pluton soumis à une interférence entre gonflement et cisaillement régional.

globalement solide lors de la déformation.

Structures et mécanismes de déformation

Un autre caractère fréquemment associé à la mise en place des plutons syntectoniques est une zonation plus ou moins concentrique des structures et des mécanismes physiques de la déformation. Globalement, elle correspond au passage graduel, depuis le coeur vers la périphérie, d'une fabrique (foliation et linéation) essentiellement acquise par la rotation rigide des phénocristaux feldspathiques dans une matrice très ductile plus ou moins fondue (zone 1, Fig.3) (cf. Fernandez 1985) à une fabrique orthogneissique ou mylonitique où tous les minéraux du granite, ainsi que les autres éléments constitutifs (enclaves, filons...) peuvent être déformés (zone 2, Fig. 3). A l'échelle du grain, le quartz, par exemple, passe progressivement d'une texture plus ou moins équi-granulaire sans sous-structure de déformation interne à une texture recristallisée montrant de nombreux critères d'intense déformation intragranulaire (orientation préférentielle de réseau, sous-structures bien développées) (Fig. 4) (cf. Berthé et al. 1979, Lagarde & Choukroune 1982, Courrioux 1983, Guillet 1983, Ait Omar 1986, Gapais & Barbarin 1986). A travers des zones de cisaillement importantes, on peut observer une évolution depuis le granite peu structuré vers des structures mylonitiques de type C-S jusqu'à des faciès ultramylonitiques (zones 3 et 4, Fig. 3), selon les modalités définies par Berthé et al. (1979) sur l'exemple des leucogranites hercyniens du cisaillement sud-armoricain.

Cette zonation reflète le gradient thermique décroissant du coeur vers la périphérie du pluton et résultant des effets combinés de l'intrusion progressive du magma et de son refroidissement, d'abord dans la périphérie déformée par l'intrusion pendant le gonflement, puis dans l'ensemble du pluton après la mise en place. Elle permet ainsi une étude des différents mécanismes de déformation qui se sont succédés au cours de la déformation progressive, depuis l'intrusion à l'état magmatique.

La distinction, par l'étude des mécanismes physiques, entre déformation à l'état magmatique et déformation à l'état solide reste un problème délicat et très controversé (Berger & Pitcher 1970, Pitcher & Berger 1972). Différents critères sont invoqués pour reconnaître une déformation à l'état magmatique : absence de déformation des enclaves (e.g. Fernandez 1983) ; indices de rotation rigide des phénocristaux feldspathiques, sans déformation interne (tuilage des phénocristaux, Blumenfeld 1983) ; absence de déformation interne des minéraux, et en particulier du quartz (Bouchez et al. 1981, Bouchez et Guineberteau 1984) ; absence de bandes de cisaillement (déformation homogène, sans structure C-S) (Blumenfeld et al. 1986). Comme le suggère Fernandez (1983), seule l'observation simultanée des trois caractères suivants doit permettre un diagnostic direct et univoque : (1) phénocristaux précoces, non déformés, et orientés dans une matrice de cristaux sans déformation interne, (2) orientation préférentielle des xénolithes acquise par rotation rigide sans déformation interne, et (3) absence de déformation des enclaves homogènes. Avant toute discussion de ce problème, l'aspect terminologique de la description des structures planaires et linéaires des roches granitiques doit être clarifié. De nombreux auteurs décrivent les structures interprétées comme

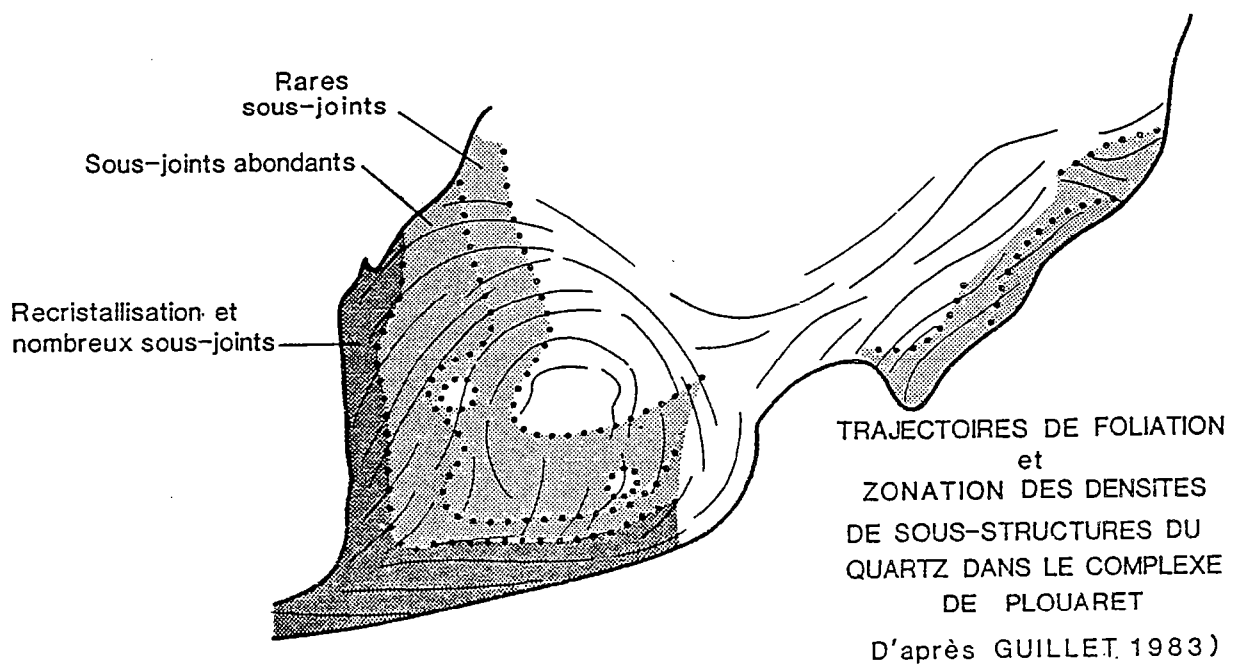


Fig. 4 - Relations observées entre trajectoires de foliation et structures du quartz dans le complexe granitique de Plouaret (Massif armoricain) (d'après Guillet 1983).

d'origine magmatique sous le terme de fluidalité (plan et direction de fluidalité magmatique) alors que l'usage des termes plus généraux de foliation et de linéation est restreint aux structures de déformation à l'état solide. Il semble plus raisonnable d'étendre l'usage de ces derniers termes, qui sont purement descriptifs, à l'ensemble des comportements rhéologiques possibles, ceci pour deux raisons majeures :

- La notion de fluidalité a une forte connotation rhéologique. Les chapitres qui suivent soulignent que le passage de l'état magmatique à l'état solide correspond en fait à un domaine transitoire dans lequel il existe un éventail de comportements microscopiques et macroscopiques (déformation homogène ou hétérogène) qui ne sont strictement caractéristiques ni d'un état magmatique, ni des effets de la gravité ou de la tectonique.
- Le terme de fluidalité a également une connotation cinématique très ambiguë. Il suggère en effet une identité entre fabrique planaire et linéaire et plan et direction d'écoulement. La théorie de la déformation démontre bien sûr la nature différente des champs de déformation et des champs de déplacement (ou d'écoulement) (cf. Means 1976). Dans l'exemple d'un pluton, ceci est bien illustré par la forte obliquité existant généralement entre les directions d'écoulement, telles qu'on peut les déduire de l'histoire cinématique générale, et les trajectoires définies par la fabrique interne observée (Fig.1). Ces dernières ne permettent pas, à priori, de rechercher des directions d'écoulement. Foliation et linéation matérialisent respectivement le plan principal et la direction principale de l'ellipsoïde de déformation finie quels que soient les mécanismes physiques associés à leur développement, leur position dans le pluton, et leur degré de développement. L'obliquité classiquement observée entre trajectoires de foliation et zonation des mécanismes de déformation dans les plutons cisailés en est l'illustration (Fig.3 & 4).

Histoire thermique et déformation progressive

Caler précisément en temps et en température l'histoire de la déformation d'un pluton syntectonique nécessiterait de connaître précisément les modalités de mise en place, et en particulier les vitesses de montée et de gonflement pour lesquelles seules des estimations couvrant une large gamme d'ordres de grandeur sont envisagés (cf. Marsh 1982). Bien que strictement applicables qu'après la mise en place (rayon du pluton constant), certains modèles thermiques permettent néanmoins de dégager les caractères majeurs de l'histoire thermique. L'approche de Spera (1980) illustre le cas d'un pluton sphérique refroidi par effets combinés de convection et de conduction. Dans ce cas, la perte de chaleur d'un pluton de rayon R et de volume V peut s'exprimer par la relation :

$$\rho C V \frac{\partial T}{\partial t} + 4\pi R k N_v (T - T_c) = -\rho \Delta H V \frac{\partial \theta}{\partial t} \quad , \quad (1)$$

avec

ρ , densité

C , chaleur spécifique

k , coefficient de conductivité thermique

ΔH , chaleur de cristallisation

θ , fraction liquide du magma

Nu , nombre de Nusselt

T , température moyenne dans le pluton

T_c , température à l'interface pluton-encaissant.

Nu est un paramètre de flux de chaleur dépendant de la convection thermique et donné par la relation $Nu = a (Ra)^b$, où Ra est le nombre de Rayleigh, et a et b des constantes dépendant de la géométrie, des conditions aux limites, et du type d'écoulement (laminaire ou turbulent) du système convectif considéré. Le nombre de Rayleigh peut être exprimé par (Spera 1980) :

$$Ra = \frac{\alpha g (T - T_c) R^3}{K \nu_{T_e}} \exp \left[b (T - T_e) \right], \quad (2)$$

avec

g , accélération

K , diffusivité thermique ($K = \frac{k}{\rho c}$)

ν_{TI} viscosité cinématique à la température (T_I) du liquidus, reliée à ν par la relation $\nu_T = \nu_{T_e} e^{a(T_e - T)}$.

D'après les modèles théoriques établis par Marsh (1981), la fraction liquide (θ) et la température peuvent être reliées par une équation du type :

$$\frac{\partial \theta}{\partial T'} = \frac{A}{\sqrt{\pi}} \exp \left[-A^2 \left(T' - \frac{1}{2} \right)^2 \right], \quad (3)$$

avec $T' = (T - T_s)/(T_I - T_s)$, T_s étant la température du solidus et A une constante de l'ordre de 3.5 (Marsh 1981).

La combinaison des équations (1), (2) et (3) conduit à la relation :

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{3 K a (T - T_c)^{1+b}}{R^2 \left[1 + \frac{2 \Delta H}{c (T_e - T_s)} \exp \left(-A^2 \left(T' - \frac{1}{2} \right)^2 \right) \right]} \left(\frac{\alpha g R^3}{K \nu_{T_e}} \right) \exp \left[b a (T - T_e) \right]. \quad (4)$$

Cette relation est sensiblement différente de celle dérivée par Spera (1980) qui supposait une relation linéaire simple entre θ et $(T-T_s)$. Elle exprime cependant le même type de décroissance thermique, d'autant plus rapide que (1) le pluton est petit, (2) la température (T_c) du contact est basse, (3) la cristallinité initiale du magma est élevée (faibles valeurs de Nu et de Ra), et (4) l'écart entre T_e et T_s est petit (Spera 1980). A titre d'exemple, la Figure 5 illustre l'effet de la température (T_c) du contact sur le temps de refroidissement d'un pluton de composition granitique, de 7.5 km de rayon et mis en place à la température du liquidus. Indépendamment du choix des divers paramètres, le point important que soulignent ces modèles est que, après une chute toujours très rapide de la température, le solidus est toujours atteint relativement rapidement (moins d'1 M.A.) dans l'ensemble du pluton (température moyenne). La température décroît ensuite lentement.

Par ailleurs, les modèles théoriques établis par Roscoe (1952) ainsi que plusieurs données expérimentales (cf. Arzi 1979, Van der Molen & Paterson 1979) montrent que la viscosité relative d'un mélange de particules rigides dans une matrice visqueuse newtonienne (comparable, en première approximation, au rapport viscosité du magma partiellement cristallisé / viscosité du liquide) augmente très brutalement à partir d'un pourcentage critique d'environ 30 à 35% de matrice. En dessous de cette valeur probablement minimum (Jeffrey et Acrivos 1976), la viscosité d'un mélange devient très rapidement comparable à celle du solide. La combinaison de ces données (cf. Van der Molen & Paterson 1979) avec les modèles de Marsh (1981) (équ. 3) et de Spera (1980) (cf. équ. 4) permet d'illustrer l'allure générale des courbes du pourcentage de cristaux et de la viscosité relative du mélange magmatique en fonction du temps (Fig. 6 et 7).

Ces courbes soulignent en particulier (1) le temps très court pendant lequel des structures magmatiques s.s. sont susceptibles de se développer dans le site de mise en place, et (2) le caractère éphémère des déformations diapiriques par rapport aux effets de la tectonique qui eux peuvent se prolonger au cours du refroidissement. Elles suggèrent en outre, qu'à l'échelle globale du pluton, la transition entre comportement magmatique et comportement solide est peu sensible à la température existant à l'interface pluton-encaissant pendant la solidification. Il n'en est pas de même pour la durée de la période transitoire entre un état solide s.s. et un mélange à forte viscosité (entre 35% et 0% de liquide) (Fig. 6). Ces observations suggèrent un certain nombre de réflexions. En particulier, si l'effet du gonflement (cf. Fig. 1) est suffisant pour localiser la déformation dans la périphérie solide du pluton pendant la mise en place, la solidification rapide de l'ensemble du pluton doit être à elle seule suffisante pour que les effets tectoniques restent par la suite localisés au contact. Ceci permet en outre de rendre compte de la préservation de structures magmatiques au coeur des plutons syntectoniques.

Sur ces bases très générales d'introduction, on se propose de discuter certaines questions qui restent posées concernant les relations entre structures et mécanismes de déformation dans les

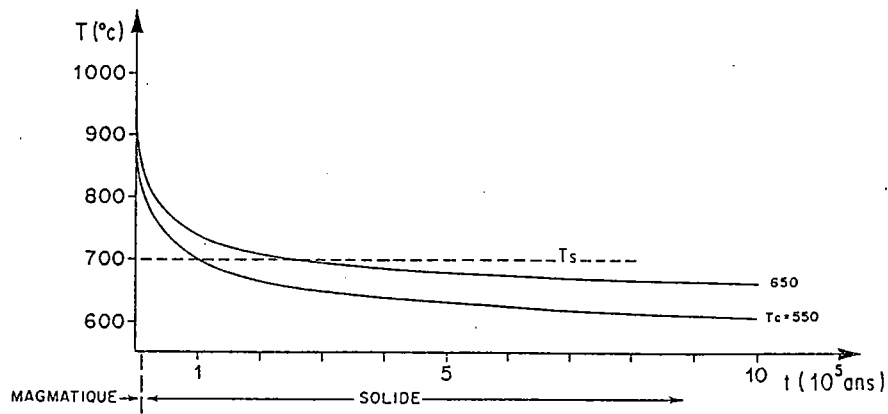


Fig. 5 - Allure générale des profils théoriques température moyenne / temps dans un pluton sphérique après sa mise en place. Les courbes sont tracées pour différentes valeurs de la température T_c au contact pluton-encaissant. R , T_l (liquidus) et T_s (solidus) sont respectivement de 7.5 km, 1100°C et 700°C. Le pluton se met en place à T_l . D'après Spera (1980).

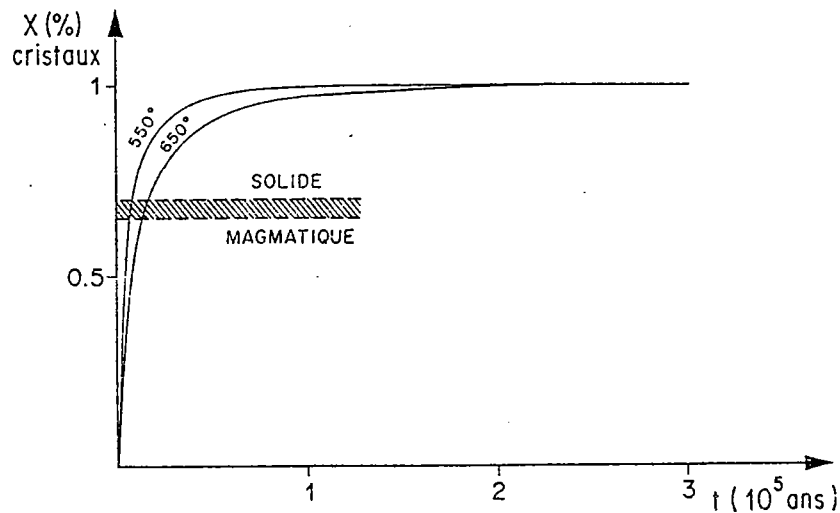


Fig. 6 - Allure générale des profils théoriques cristallinité moyenne (x)/temps correspondant aux profils température/temps de la Fig. 5 ; d'après Marsh (1981). La transition entre comportement magmatique et comportement solide se situe aux environs de 35% de cristaux (Arzi 1978, Van der Molen et Paterson 1979).

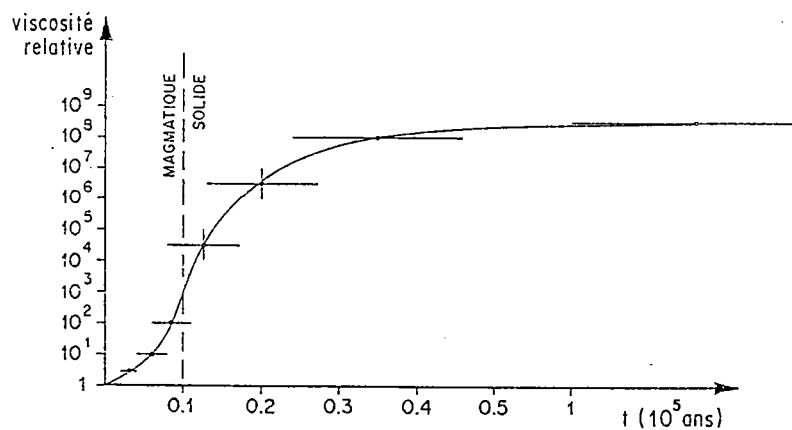


Fig. 7 - Allure générale des profils viscosité relative moyenne (mélange/liquide)/temps déduit des profils température/temps de la Fig. 5 et cristallinité/temps de la Fig. 6. D'après Arzi (1978) et Van der Molen et Paterson (1979).

granites syntectoniques, en particulier:

- Peut-on définir les critères texturaux de reconnaissance d'une mylonitisation syn-mise en place?
- Quelles sont les relations entre les transitions rhéologiques (déformation homogène / déformation hétérogène ; comportement magmatique /comportement solide) et les mécanismes physiques actifs au cours de la déformation progressive?
- Quels sont les mécanismes de genèse des zones de cisaillement (structures C-S) dans les granites syntectoniques? Peuvent-ils être d'origine diapirique?
- Les zones de cisaillement dans les granites syntectoniques ont-elles des caractéristiques spécifiques reliées à l'histoire thermique synschisteuse?

Dans ce but, les cinq chapitres qui suivent aborderont successivement différents aspects concernant (1) les structures liées au gonflement des plutons, (2) les transitions de comportement mécanique au cours du refroidissement, (3) les processus de déformation du quartz dans les zones de cisaillement régional, et (4) la genèse des structures C-S dans les granites syntectoniques.

I - MECANISMES DE DEFORMATION ET DIAPIRISME -

EXEMPLE DU GRANITE DE FLAMANVILLE (MASSIF ARMORICAIN)

Ce premier chapitre est spécifiquement consacré aux déformations d'origine diapirique affectant un pluton : les déformations périphériques résultant du gonflement du pluton lors de la mise en place (cf. Fig. 1a).

L'exemple présenté est celui du granite de Flamanville (Massif Armoricaïn). C'est un pluton syntectonique mis en place en domaine épizonal supérieur dans les derniers stades de l'orogénèse hercynienne (Ledru & Brun 1977, Brun 1981) : la déformation régionale y est modérée et ses effets sont essentiellement limités à l'encaissant du pluton. Les structures et les microstructures associées à la fabrique interne au pluton permettent de discuter (1) les mécanismes de déformation haute température à l'échelle du grain, (2) le comportement rhéologique de la périphérie du pluton lors du gonflement, et (3) la nature et les conditions de développement des instabilités mécaniques cisailantes (bandes de cisaillement, structures C-S) à haute température.

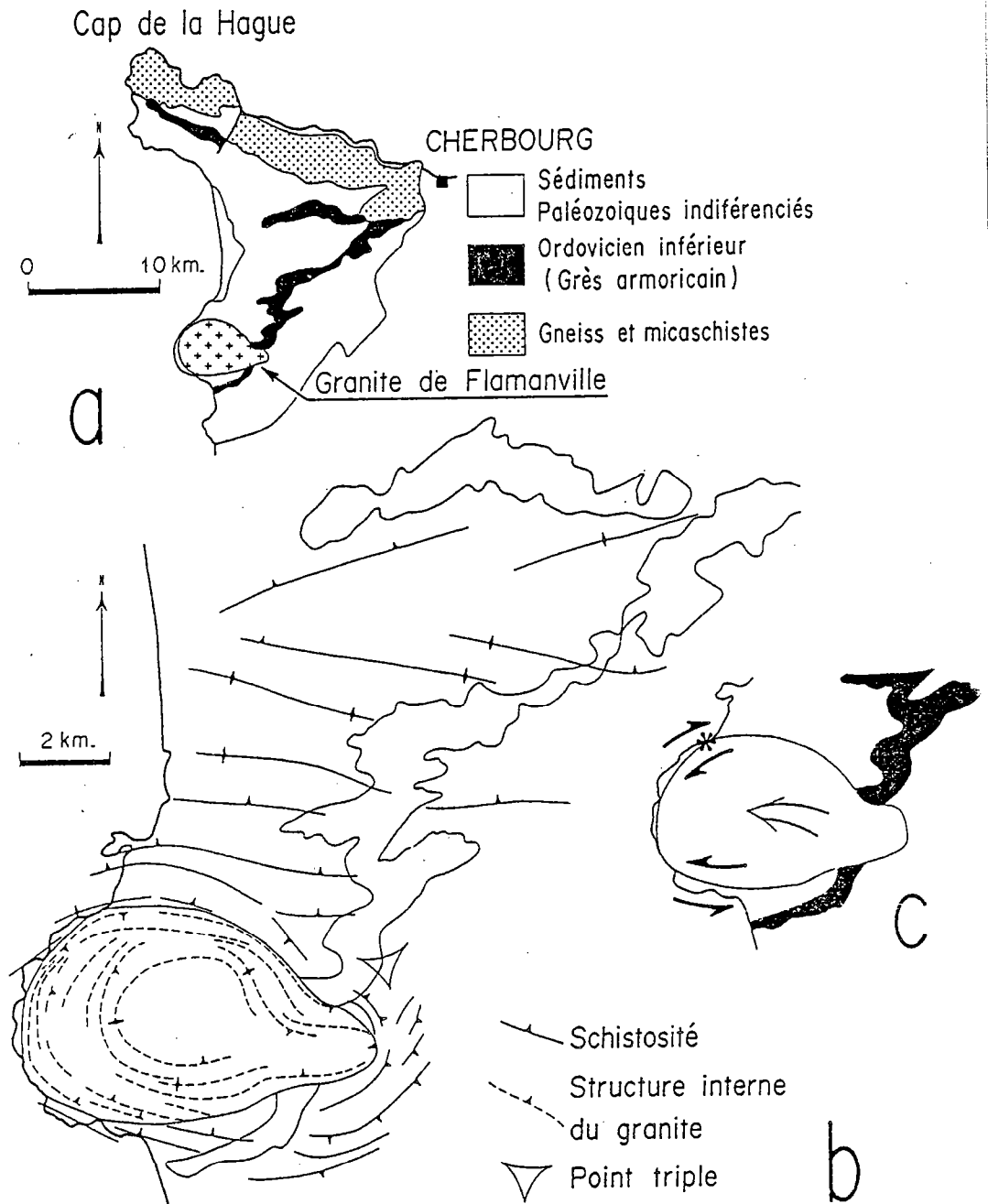


Fig. 8 - (a) Localisation du granite hercynien de Flamanville. (b) carte des trajectoires de foliation, d'après Martin 1953 et Brun 1981. (c) Allure schématique des déplacements horizontaux lors de la mise en place (d'après Brun 1981) et localisation de l'affleurement étudié (étoile).

I.1 STRUCTURES ET CINEMATIQUE REGIONALES

Le massif de Flamanville est un pluton granodioritique (Jeremine 1931) circonscrit, intrusif dans les séries paléozoïques du Nord-Ouest du Cotentin (Fig. 8a). Il a fait l'objet de nombreuses études tant du point de vue de ses structures internes (Martin 1953, Cogné & Perroud sous presse) que de la déformation de son encaissant (Ledru & Brun 1977, Brun 1981).

La déformation régionale s'exprime par des plis globalement orientés E-W, à axes subhorizontaux et à plans axiaux subverticaux. Ces plis sont associés à une schistosité subverticale (Fig. 8b) dont l'intensité varie de la schistosité de fracture à la schistosité de flux à l'approche du granite (Ledru & Brun 1977). Elle porte une linéation d'étirement subhorizontale et parallèle aux axes de plis.

Une structure planaire définissant des trajectoires concentriques (Martin 1953, Brun 1981) s'observe dans le pluton (Fig. 8b). Elle est principalement marquée par l'aplatissement des enclaves homogènes, par l'orientation préférentielle des minéraux (Martin 1953) (Fig. 10 a, b), ainsi que par une anisotropie de susceptibilité magnétique bien développée (Cogné & Perroud sous presse). Cette fabrique planaire, très nette à proximité du contact pluton-encaissant, tend à disparaître au coeur du pluton (Martin 1953) (Fig. 8b).

Les critères de synchronisme, au moins partiel, entre mise en place du pluton et raccourcissement régional subméridien retenus par Ledru & Brun (1977) et par Brun (1981) sont d'ordre structural et métamorphique :

- Les trajectoires de schistosité (Fig. 8b) révèlent (1) son caractère unique, avec passage continu de la schistosité plan axial des plis régionaux à la schistosité moulant le pluton à l'approche du contact, (2) un passage localement continu de la schistosité de l'encaissant à la fabrique du granite (e.g. bordure Sud, Fig. 8b), et (3) la présence d'un point triple, marquant la transition entre schistosité perturbée par le gonflement (moulant le contact) et schistosité régionale, à l'Est du pluton.
- Les relations déformation-métamorphisme montrent que le développement de la schistosité régionale (zonations schistosité de fracture - schistosité de flux) est contrôlé par l'anomalie thermique accompagnant l'intrusion du granite.

Sur la base des données structurales, Brun (1981) a proposé un modèle de gonflement assymétrique, qui rend compte de la forme cartographique du pluton et des gradients de raccourcissement induits par la mise en place (Fig. 8c). Brun souligne en particulier que le gonflement est largement contrôlé par la lithologie locale de l'encaissant : il est fortement limité à l'Est par l'épaisse et compétente Formation du Grès Armoricaïn recoupée par le pluton. Ceci a favorisé une faible extrusion du pluton vers l'Ouest lors de sa mise en place. Elle se marque en outre par l'existence d'une

- schistosité, et subperpendiculaire aux épontes.

Ces veines sont déformées et affectées par la schistosité du granite. Notons en outre l'absence de fort plissement des veines et de forte réfraction de schistosité à travers les veines. Ceci indique un faible contraste de ductilité entre matrice granitique et veines apliques lors de la déformation de ces dernières.

1.2.3 Déformation finie

L'absence de réfraction de schistosité à travers les enclaves homogènes indique un faible contraste de ductilité entre granite et enclaves. Dans les plans principaux de déformation, on note par ailleurs (1) un parallélisme entre les axes principaux des enclaves et les directions principales de déformation (e.g. section $\lambda_1\lambda_2$, Fig. 9a), et (2) un rapport axial grand axe sur petit axe très constant (Fig. 9b). Ceci indique l'absence de fortes ellipticités et d'orientation préférentielle des enclaves avant la déformation (Dunnet 1969). A l'échelle de l'affleurement, leur forme moyenne est donc significative de la déformation qu'elles ont subi.

Cogné & Perroud (sous presse) ont mesuré ces enclaves en différents sites répartis sur la périphérie du pluton. L'ensemble de leurs mesures situe l'ellipsoïde de déformation finie dans le champ de l'aplatissement ($0 < K < 0.55$), ce qu'ils confirment par des mesures de l'anisotropie de susceptibilité magnétique ($0 < K < 0.55$). Au niveau du site étudié, ils obtiennent les valeurs suivantes ($K = \frac{\lambda_1/\lambda_2 - 1}{\lambda_2/\lambda_3 - 1}$, Flinn 1962; $r = \frac{\lambda_1/\lambda_2 + \lambda_2/\lambda_3}{2}$, Watterson 1968) :

λ_1/λ_2	λ_2/λ_3	λ_1/λ_3	K	r
1.27	3.19	4.05	0.12	3.46

A l'échelle plus réduite de l'affleurement considéré (Fig. 9a), le report des longueurs du grand axe en fonction du petit axe des enclaves fournit un rapport axial moyen λ_1/λ_3 de 3.5 (Fig. 9b).

1.2.4 Bandes de cisaillement

Le caractère particulier de l'affleurement étudié est la présence de bandes de cisaillement (Fig. 9a). A l'échelle macroscopique, ce sont des discontinuités, de largeur individuelle inférieure au millimètre, le long desquelles des déplacements significatifs sont accumulés (Fig. 10b). Elles présentent les caractéristiques suivantes (Fig. 9a) :

- Leur localisation est souvent associée à la présence de gros phénocristaux de feldspath dont une face

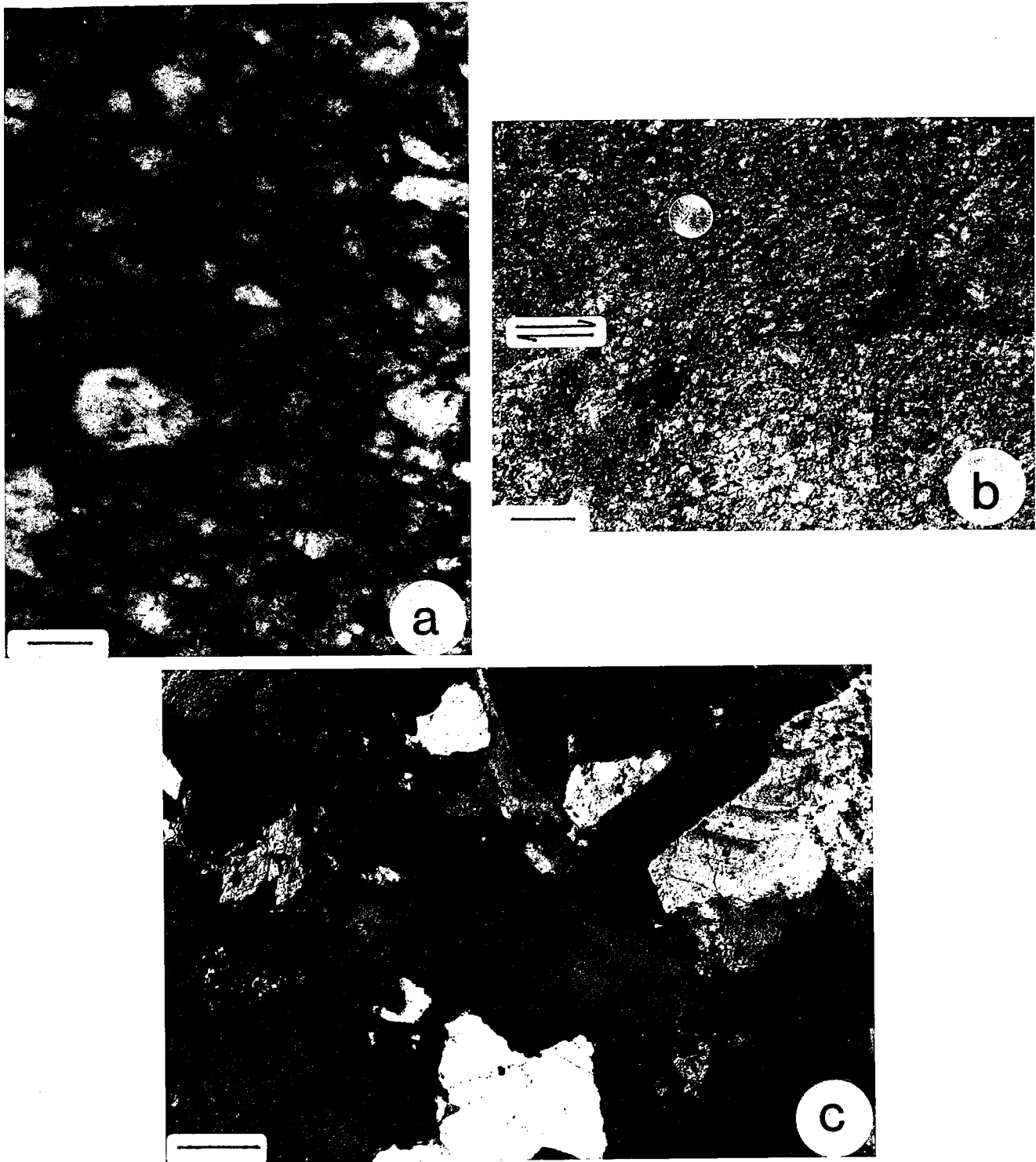
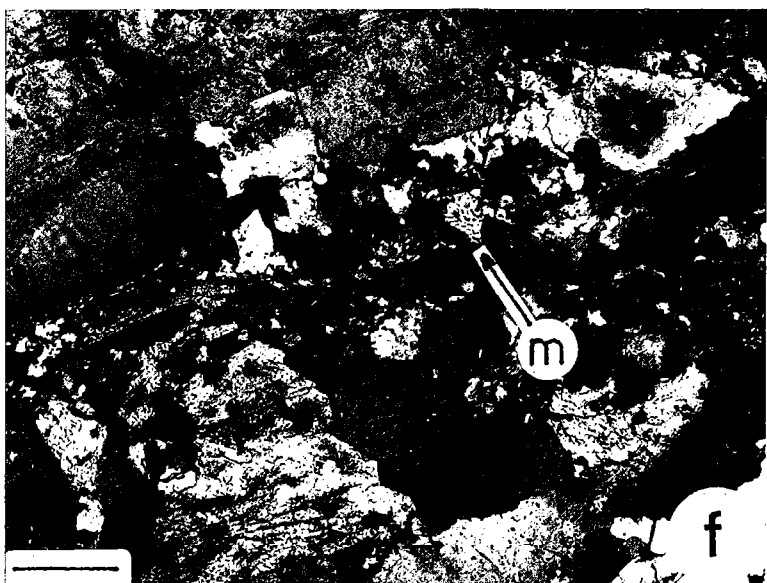
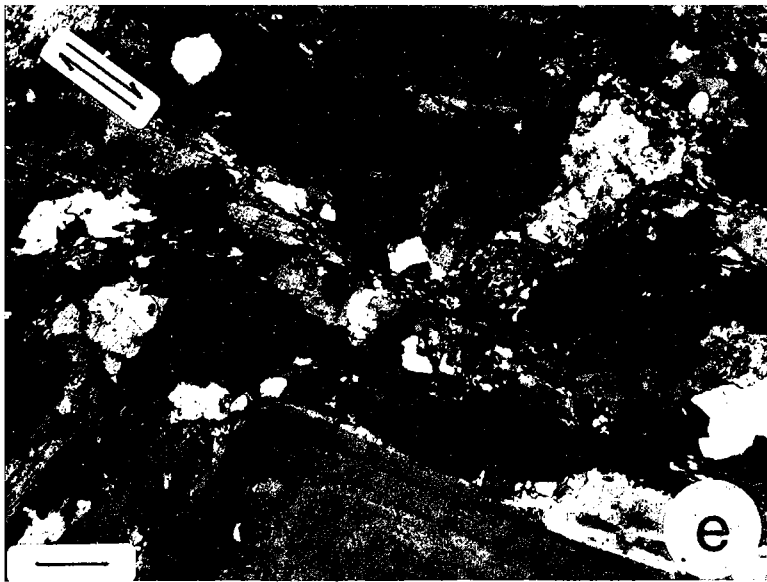
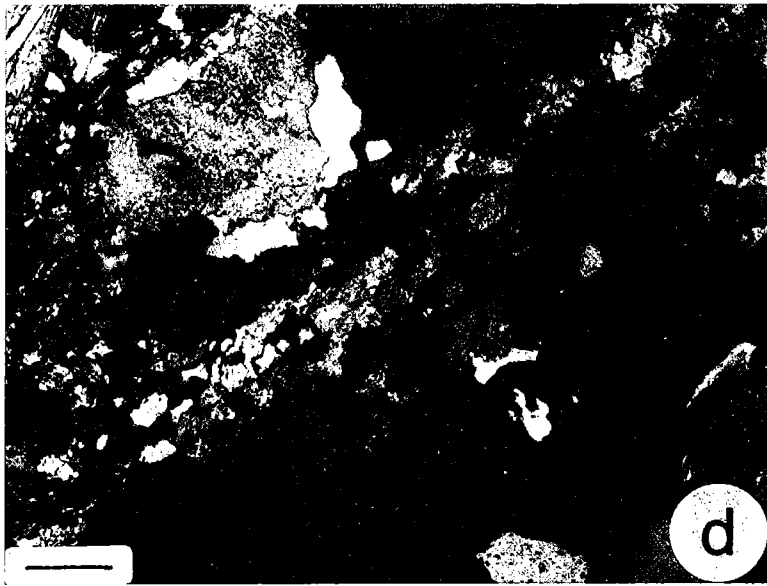


Fig.10 - (a), aspect macroscopique du granite de Flamanville sur l'affleurement étudié (plan $\lambda 1\lambda 3$). L'orientation préférentielle des phénocristaux (EW) souligne la direction principale d'étirement. (b), enclave homogène décalée par une bande de cisaillement dextre. D'autres bandes, moins bien développées, sont également visibles. (c), aspect général de la microstructure du granite. On remarque en particulier l'aspect non déformé et zoné des phénocristaux de plagioclase, leurs bordures parfois myrmékitiques, l'aspect déformé des minéraux colorés (biotite, zone de gauche), ainsi que l'aspect lobé des joints de grain de quartz (centre). (d), exemple de recristallisation dynamique des feldspaths le long d'une bande de cisaillement (diagonale NE-SW). (e), exemple des microstructures observées le long des bandes de cisaillement. Une très forte réduction de la taille du grain et des décalages de fragments de minéraux colorés y sont observés. (f), concentrations myrmékitiques (m) le long d'une bande de cisaillement en bordure d'un phénocristal feldspathique. (a), (b), (c), (d), (e), (f), échelles, 0,5 cm, 3 cm, 0,5 mm, 0,25 mm, 0,5 mm.



est parallèle à la direction de cisaillement.

- Elles sont rarement isolées, mais apparaissent préférentiellement orientées parallèlement à des domaines allongés dans lesquelles elles sont localisées. Elles y définissent une structure comparable aux structures C-S classiquement observées dans les granites syntectoniques cisailés (cf. Berthé et al. 1979) (cf. Ch. IV) : l'association d'une schistosité définie par l'orientation minérale préférentielle (plans S) et de bandes de cisaillement (plans C), peu et régulièrement espacées, et parallèles entre elles. Ces domaines alternent avec des domaines plus homogènes, où seule la schistosité est bien métérialisée à l'échelle macroscopique.
- Celles qui sont bien développées (celles cartographiées sur la Fig. 9a) correspondent à des décrochements dextres, compatibles avec une composante dextre localisée au contact pluton-encaissant (cf. Fig. 8c). En outre, ces bandes de cisaillement ne s'observent qu'à proximité du contact.

I.3. MICROSTRUCTURES

I.3.1 Schistosité

La texture générale du granite est caractérisée par des phénocristaux de plagioclase et d'orthose orientés dans une matrice plus fine composée de feldspath, quartz, biotite et hornblende verte (+ minéraux accessoires) (Michel-Levy 1894, Jeremine 1931). Ces phases minérales peuvent être séparées en deux groupes en fonction de leur état de déformation interne (Fig. 10).

- Les minéraux colorés présentent de nombreuses structures de déformation par mouvements de dislocations : extinctions onduleuses, pliages, kink-bands... Les néoblastes sont concentrés au niveau des bandes de cisaillement. Ils sont de petite taille (souvent < 100 microns) par rapport aux cristaux magmatiques (de l'ordre de 1 à 2 mm). Les grains bien orientés dans la schistosité sont fréquemment constitués d'alternances de domaines à structure amphibole ou mica. Une légère chloritisation peut affecter ces minéraux, en particulier au niveau de fractures clairement tardives.
- Feldspaths et quartz ne présentent que peu ou pas de structures de déformation interne. Les phénocristaux sont souvent automorphes, parfois fracturés à fort angle de la direction principale d'étirement. Les plagioclases sont zonés et peu déformés. Dans la matrice entre les phénocristaux, le feldspath potassique est souvent xénomorphe, tardivement cristallisé et en position interstitielle entre les plagioclases zonés souvent automorphes. Le quartz (environ 20% de la roche, Jeremine 1931) forme des agrégats polycristallins interstitiels, sans fortes ellipticités ni déformations internes. Aucune orientation préférentielle de réseau bien développée et interprétable en termes de glissements intracristallins n'est présente à l'échelle de l'échantillon (Fig. 11). Les grains sont de taille variable (< 500 microns), xénomorphes, et présentent souvent

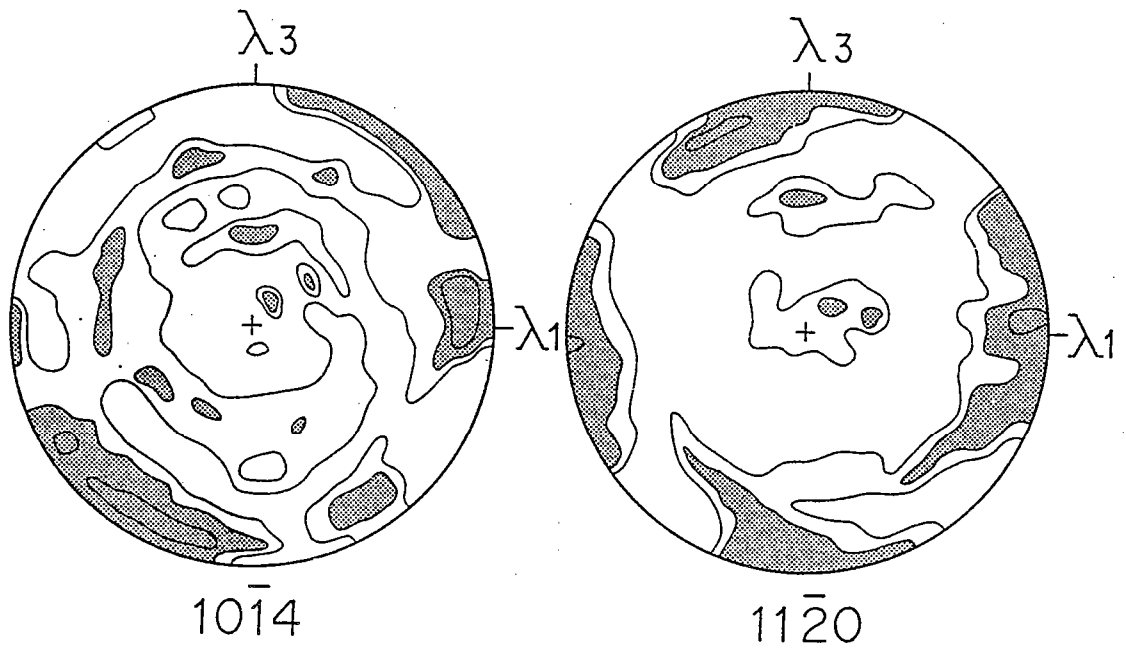


Fig.11 - Figures de poles $10\bar{1}4$ et $11\bar{2}0$ (axes $\langle a \rangle$) du quartz mesurées par goniométrie de texture. Contours 1, 1.5, 2 x d. u. (distribution uniforme).

des joints de forme lobée et irrégulière (Fig. 10). Ceci, combiné à l'absence de points triples bien individualisés, révèle l'activité dominante des mécanismes de migration dynamique des joints de grains (cf. Drury et al. 1985).

I.3.2 Bandes de cisaillement

A l'échelle de la lame mince, les bandes de cisaillement forment un réseau irrégulier de zones courtes et étroites (< 1 mm) (Fig. 10 ; Fig. 12). Le décalage de fragments de biotites ou de hornblendes magmatiques recoupées par des bandes isolées (d'au plus 100 microns de large) indique des déplacements pouvant localement atteindre 1 à 2 mm (Fig. 10f), soit des quantités de cisaillement de l'ordre de 10 à 20.

A l'échelle locale, l'ensemble des microstructures reflète une déformation essentiellement accommodée par la matrice quartzo-feldspathique entre les phénocristaux de feldspaths, et contrôlée par l'orientation et les rotations rigides des phénocristaux au cours du raccourcissement. Ainsi, l'observation de phénocristaux feldspathiques recoupés par les bandes de cisaillement est très rare, ce qui atteste d'un très fort contraste de ductilité entre phénocristaux et matrice. Par ailleurs, l'orientation des grandes faces des phénocristaux par rapport à la direction moyenne de raccourcissement détermine clairement la localisation des bandes de cisaillement et le sens de cisaillement associé. On observe ainsi des bandes de cisaillement conjuguées (Fig. 12). Cependant, les zones les mieux développées sont toutes dextres (Fig. 9a et 12).

Lorsqu'ils sont affectés par une bande de cisaillement, tous les minéraux du granite montrent une forte réduction de la taille du grain et sont recristallisés (Fig. 10). L'ensemble des phases minérales apparaît stable lors de la déformation. Outre une recristallisation dynamique intense (Fig. 10e), la déformation de la phase feldspathique se caractérise par le développement de structures myrmékitiques concentrées le long des bandes de cisaillement (Fig. 10d, g).

I.4 CONDITIONS THERMIQUES

A proximité du contact, zone qui nous intéresse ici, les formations gréseuses du Dévonien contiennent des paragenèses à andalousite-sillimanite (Auvray com. pers.). Plus précisément, l'observation en lames minces montre la coexistence d'andalousite et de fibres de sillimanite synschisteuses. Seule, l'andalousite a continué de cristalliser après la déformation, comme en témoigne la présence de grands cristaux automorphes, non déformés et aléatoirement sécants sur la schistosité. Dans les formations pélitiques, on note la présence d'andalousite et de biotites post-schisteuses (Ledru 1977). Signalons aussi que de la wollastonite synschisteuse a été reconnue dans les formations carbonatées cornéifiées au contact du granite (Auvray com. pers.). Par ailleurs, la fusion partielle des sédiments n'a jamais été observée (voir Jeremie 1931, Martin 1953). Hors de l'influence du granite, le

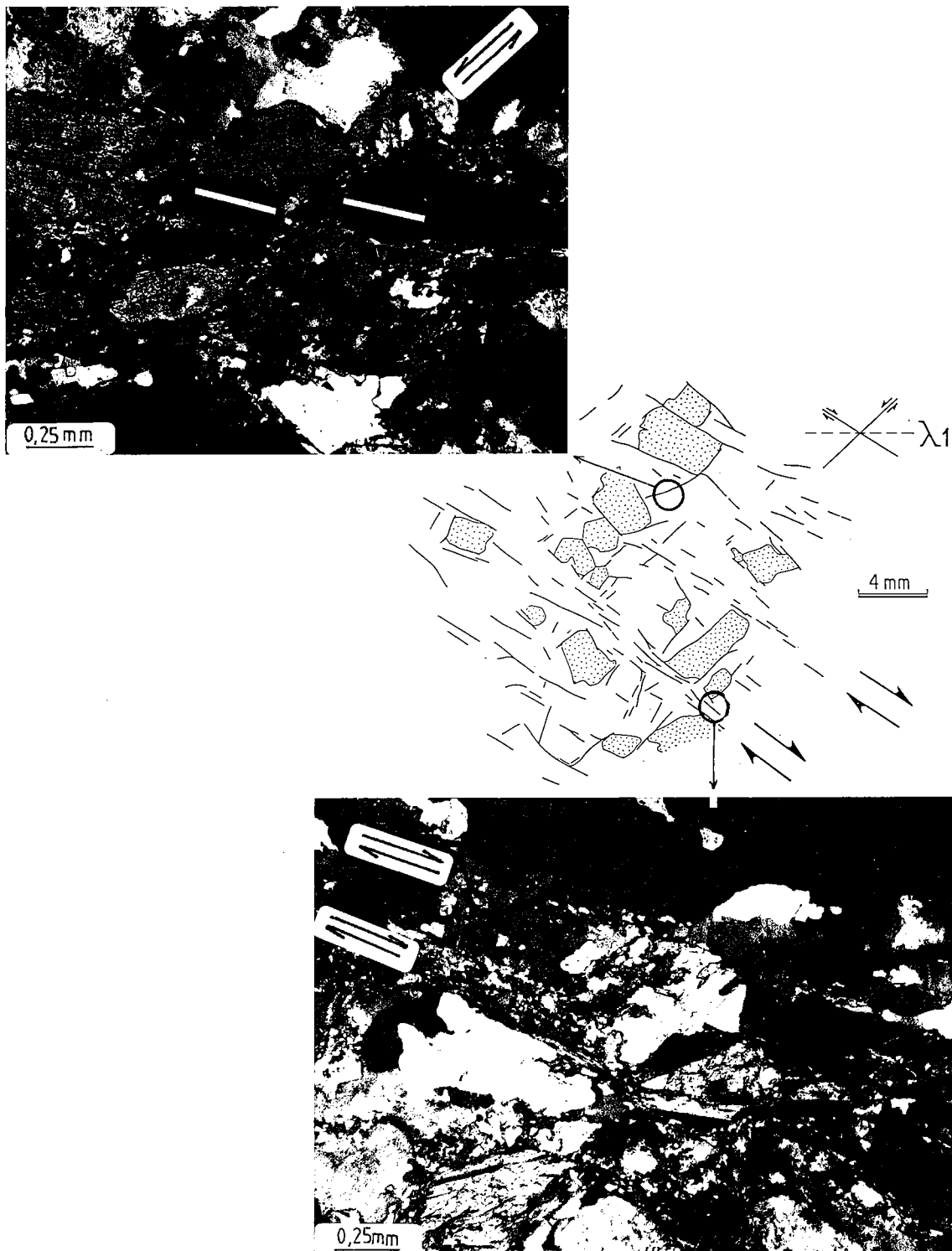


Fig.12 - Aspect des bandes de cisaillement embryonnaires en lame mince et de leurs relations avec les phénocristaux feldspathiques (points). Les bandes dextres sont dominantes.

métamorphisme régional correspond à des basses pressions anchizontales à épizonales (Ledru & Brun 1977). Pour des pressions de l'ordre de 2 à 3 Kb, les observations ci-dessus soulignent qu'une température maximale d'environ 700°C a pu être atteinte dans l'encaissant proche du contact pendant la schistogenèse.

Les modèles d'évolution de la perturbation thermique engendrée par un pluton permettent de compléter les informations de terrain. Les modèles les plus simples considèrent le cas du rééquilibrage thermique intrusion-encaissant par conduction (Carslaw & Jaeger 1959). Ils ont été en particulier appliqués aux dikes (voir Turcotte & Schubert 1982) ou à des intrusions circulaires (Spera 1980). Après la mise en place, la température (T_c) stable au contact intrusion-encaissant dépend de la température initiale (T_i) du magma, de la température initiale (T_o) de l'encaissant, et de l'aptitude des roches encaissantes à dissiper la chaleur émise par le pluton (perméabilité, teneur en eau, anisotropie). Spera (1980) suggère qu'une valeur approximative de (T_c) pour un encaissant pauvre en fluides peut être obtenue par la relation simple suivante :

$$T_c = 1/2 (T_i + T_o) \quad (5)$$

Le tableau I ci-dessous donne des estimations de (T_c) ainsi obtenues pour différentes valeurs de (T_i) et (T_o).

T_i (°C)	T_c (°C)		X_i (% cristaux) (Marsh 1981)
	$T_o = 200$	$T_o = 300$	
1100	650	700	0
1061	630.5	680.5	0.02
1022	611	661	0.06
983	581.5	641	0.15
944	572	622	0.30
905	552.5	602.5	0.50

Tableau I

Hors de l'influence directe du pluton, le contexte thermique se situe au dessus de la limite inférieure du métamorphisme (Ledru & Brun 1977), soit à un minimum de 200°C environ (Miyashiro 1978). Des valeurs de (T_o) comprises entre 200 et 300°C permettent de tenir compte d'un effet thermique précédent la mise en place du pluton.

L'estimation du pourcentage initial de cristaux (X_i) en fonction de (T_i) (Tableau I) est déduite des modèles établis par Marsh (1981) en considérant un magma de composition

granodioritique et des températures extrêmes du liquidus et du solidus respectivement de 1100°C et 710°C pour une teneur en eau de l'ordre de 2% et une pression de l'ordre de 2 Kb (Whitney 1975). Par rapport aux données du métamorphisme dans l'encaissant, les estimations de (Tc) restent raisonnables jusqu'à des valeurs de (Xi) de l'ordre de 20%. De telles valeurs sont compatibles avec le caractère porphyroïde du granite qui suggère une mise en place dans un état partiellement cristallisé.

Les estimations de (Tc) données ci-dessus ne sont en tout état de cause justifiables que jusqu'à solidification complète du pluton, soit un temps (t) après la mise en place donnée par (Carslaw & Jaeger 1959, Turcotte & Schubert 1982) :

$$t = R^2 / 2K, \quad (6)$$

où R est le rayon du pluton et K la diffusivité thermique donnée par $K = k/\rho c$, k, ρ , et c étant respectivement le coefficient de conductivité thermique, la densité, et la chaleur spécifique. Des valeurs de R, k, ρ , et c respectivement de l'ordre de 2.5 Km (cf. Fig.8), $510^{-3} \text{ cal cm}^{-1} \text{ sec}^{-1} \text{ } ^\circ\text{K}^{-1}$, 2.6 g cm^{-3} et $0.28 \text{ cal g}^{-1} \text{ } ^\circ\text{K}^{-1}$ (Spera 1980) situent (t) aux environs de 100 000 à 150 000 ans. Au-delà, (Tc) doit décroître lentement, vraisemblablement après la déformation de la périphérie du pluton. On sait en effet que la mise en place du granite scelle l'histoire tectonique régionale et que le gonflement du pluton peut à lui seul rendre compte de la déformation observée au contact (Martin 1953, Ledru & Brun 1977, Brun 1981). En d'autres termes, le moteur diapirique de la déformation étudiée doit vraisemblablement cesser avant que le solidus soit en moyenne atteint dans l'ensemble de l'intrusion. En outre, la présence d'andalousite et de biotite post-schisteuse dans l'auréole de contact y souligne le maintien de températures relativement élevées après la déformation.

1.5. DISCUSSION

1.5.1 Mécanismes de déformation

La migration des joints de grains, telle qu'on l'observe ici dans le quartz, peut refléter divers processus de recristallisation (Drury et al. 1985) dont la détermination précise nécessiterait une étude fine par microscopie électronique. Elle implique néanmoins toujours des conditions thermiques élevées, supérieures à $0.6 - 0.8 \times T_m$ selon les résultats de différents travaux expérimentaux sur analogues polycristallins (Guillopé & Poirier 1979, Tungatt & Humphreys 1981, Urai & Humphreys 1981, Drury et al. 1985). Ce caractère textural est effectivement typique du quartz déformé à haute température (voir Lister & Dornsiepen 1982, Gapais & Barbarin 1986) (Ch. II). A plus basse température (en dessous de 550°C environ, cf. partie II), la recristallisation dynamique résulte principalement de la rotation progressive des sous-grains (cf. Guillopé & Poirier 1979, Tungatt & Humphreys 1981), processus qui s'accompagne classiquement du développement de (1) une orientation préférentielle de réseau, (2) de rubans polycristallins, et (3) de joints de grains présentant des points triples bien

individualisés (Drury et al. 1985). En ce qui concerne la phase feldspathique, ce sont ici des mécanismes ductiles qui accommodent l'essentiel de la déformation interne des grains de la matrice et de la rotation rigide des phénocristaux (recristallisation périphérique, sans fracturation interne importante).

Les textures observées sont fréquemment associées aux foliations non mylonitiques des plutons (voir par ex. Pitcher & Berger 1972, Courrioux 1983, 1984, Guillet 1983, Guimberteau 1986, Ait Omar 1986) et sont comparables à celles classiquement interprétées comme "fini-magmatiques" ("textures magmatiques modifiées" ou "textures deutéritiques" de Marre 1982, "textures de classe B" de Blumenfeld et al. 1986, "textures fini-magmatiques" de Guimberteau 1986). Elles révèlent effectivement une déformation qui peut débiter dans un état partiellement cristallisé au moment de l'intrusion, et qui s'accumule ensuite pour l'essentiel à des températures voisines du solidus (voir également Gapais & Barbarin 1986, Blumenfeld et al. 1986). En ce sens, elles apparaissent typiques des déformations d'origine diapirique observées à la périphérie des plutons, dans les zones préservées d'éventuels effets tectoniques, pouvant se poursuivre durant le refroidissement post-mise en place. En outre, le maintien d'une température relativement élevée après la déformation peut rendre compte de l'observation de minéraux colorés déformés (non restaurés) dans une phase quartzo-feldspathique restaurée (cf. Fig. 10c). Les travaux expérimentaux sur la biotite (Etheridge & Hobbs 1974) soulignent en effet que ce minéral se restaure difficilement, même à haute température.

1.5.2. Déformation et structures myrmekitiques

Plusieurs mécanismes physico-chimiques ont été invoqués pour expliquer le développement de structures myrmekitiques (voir Phillips 1974). Ce sont principalement l'exsolution (Schwankte 1909), et surtout des réactions aux joints de grains impliquant une ou plusieurs phases feldspathiques (fluides) (Becke 1908). Sans discuter ici les différents modèles (voir Phillips 1974, Ashworth & McLellan 1985, Simpson 1985), une implication générale et élémentaire du développement de structures myrmekitiques réactionnelles est l'activité de mécanismes de diffusion à l'échelle du grain ou d'un ensemble de grains voisins. Ces mécanismes sont favorisés par une faible taille de grains (chemins de transfert courts, cf. Rutter 1976) et sont activés par la température et la déformation (contraintes déviatoriques) (cf. Nicolas & Poirier 1976). Ces trois facteurs peuvent être directement corrélés à trois caractères des myrmekitiques dans les roches granitiques :

- Les myrmekites primaires résultant de rééquilibrages locaux entre grains voisins en fin de cristallisation du magma sont souvent localisées dans des zones intersticielles à grain fin, tardivement cristallisées (cf. Ashworth & McLellan 1985).
- Le développement synschisteux de myrmekites ne s'observe que pour des déformations à relativement haute température ($> 500-550^{\circ}\text{C}$) (cf. Partie II) (Simpson 1985, Marquer 1987).
- Les myrmekites sont souvent concentrées dans les zones de forte déformation : le long des faces de clastes feldspathiques dont l'allongement est parallèle à la schistosité (Simpson 1985), ou

encore, comme ici, le long des bandes de cisaillement (Berthé 1980, Ait Omar 1986, Marquer 1987) (ch. IV). Le fait que la déformation, en augmentant la quantité de défauts (lacunes, dislocations...) favorise la diffusion des ions est bien argumenté dans le cas des feldspaths (voir White 1975, Tullis 1983). Parallèlement, la réduction de la taille du grain qui accompagne généralement la recristallisation dynamique augmente les vitesses de diffusion.

Les effets relatifs de ces facteurs mécaniques (déformation et réduction de la taille du grain) et thermiques s'expriment clairement dans les roches granitiques et les gneiss quartzo-feldspathiques : si elles sont souvent localisées au niveau des zones les plus déformées des porphyroclastes (périphérie) pour des conditions thermiques encore modérées (500-550°C, base de l'amphibolite faciès) (Simpson 1985, Marquer 1987), les myrmékites peuvent être beaucoup plus largement répandues à plus haute température, lorsqu'une déformation plus homogène est possible à l'échelle de l'agrégat. C'est par exemple le cas dans les leucosomes migmatitiques (cf. Ashworth & McLellan 1985) ou dans les granites déformés à haute température. Dans les leucogranites syntectoniques, Ait Omar (1986) décrit ainsi des zones de cisaillement haute température, d'échelle décimétrique, dans lesquelles le développement de myrmékites s'intensifie avec la déformation, jusqu'à donner des roches mylonitiques composées essentiellement d'un mélange plus ou moins homogène de structures myrmékites et de quartz. Dans l'exemple étudié ici, les myrmékites sont concentrées dans les bandes de cisaillement, mais s'observent partout dans la roche. Notons en outre qu'elles impliquent la diffusion d'éléments K, Ca et Na sans néogenèse de nouvelles phases minérales retroréomorphiques telles qu'épidote ou muscovite. Ceci souligne la stabilité du feldspath potassique et du plagioclase (oligoclase, Jeremine 1931) pendant toute la déformation.

1.5.3 Cristallinité et comportement rhéologique

Conformément aux conclusions de Pitcher & Berger (1972) (voir également Berger & Pitcher 1970) et de Brun (1981), la périphérie de l'intrusion a eu un comportement macroscopique solide lors du gonflement, comme le soulignent à l'échelle de l'affleurement les arguments structuraux suivants :

- L'injection synschisteuse de veines apliques rectilignes, perpendiculairement à la direction principale d'extension, implique un comportement temporaire fragile de la roche.
- La déformation des enclaves homogènes reflète leur faible contraste de ductilité avec le granite. Il semble raisonnable d'admettre que ces enclaves, composées essentiellement de minéraux colorés (hornblende et biotite) et de plagioclases, doivent atteindre un degré de cristallisation avancé, et donc un comportement solide, relativement tôt au cours de la cristallisation du magma. On peut alors estimer qu'elles ne pourront se déformer que lorsque la matrice magmatique aura elle-même un comportement solide, c'est-à-dire aura atteint un degré de cristallinité au moins égal à 60-65% de cristaux (Fig. 13) (Van der Molen & Paterson 1979).
- La présence de bandes de cisaillement souligne le caractère instable de l'écoulement (cf. Poirier

1980).

A l'échelle macroscopique, seuls le caractère relativement homogène de la déformation et les relations entre xénolithes et matrice granitique attestent d'une faible viscosité de la roche. Les xénolithes n'ont pratiquement subi que des rotations rigides, même après la mise en place des veines aplitiques (Martin 1953, Fig. 5b). Ces marqueurs, qui doivent rester indéformables au moins jusqu'à ce que le solidus soit atteint, sont réorientés dans le plan de foliation mais ne présentent pas de déformation interne significative.

1.5.4. Genèse des bandes de cisaillement

Au cours de la cristallisation, l'accroissement des interactions entre particules rigides se traduit par une augmentation brutale de la viscosité relative du magma (Fig. 13) (cf. Van der Molen & Paterson 1979). Par ailleurs, la chute de température nécessaire à l'ajustement thermique magma/intrusion lors de la mise en place doit, à l'échelle géologique, être quasi-instantanée au niveau du contact (cf. Carslaw & Jaeger 1959, Delaney & Pollard 1982). Ceci impose un durcissement brutal et important du magma dans cette zone.

Parallèlement, nous avons vu que le pluton de Flamanville, petit et mis en place dans la croûte supérieure, s'est refroidi très rapidement (environ 100 000 à 150 000 ans) à la température du solidus. En d'autres termes, la durée de la déformation diapirique a été relativement brève bien que l'affleurement étudié ait subi environ 50 à 55% de raccourcissement. Ceci suggère une vitesse de déformation élevée.

La combinaison de ces deux facteurs, durcissement et déformation rapides, est interprétée comme étant à l'origine des bandes de cisaillement et de leur localisation à la périphérie du pluton.

Il convient de distinguer trois processus dans le développement des bandes de cisaillement et du champ de discontinuités qu'elles définissent à l'échelle de l'échantillon ou de l'affleurement : naissance, propagation et sélection. Ce dernier facteur fait référence au développement préférentiel des systèmes de bandes de cisaillement favorablement orientés par rapport (1) aux conditions cinématiques globales imposées aux limites du système considéré, et (2) aux propriétés mécaniques de l'agrégat (Cobbold & Gapais 1986) (cf. partie III). Ici, la présence de zones conjuguées senestres plus ou moins embryonnaires à l'échelle de la lame mince, alors que seuls les décrochements dextres sont bien développés, illustre ce processus de sélection induit par la composante globale dextre imposée par le gonflement du pluton au niveau de l'interface pluton-encaissant étudiée (cf. Fig. 8).

La localisation de la déformation dans une bande de cisaillement nécessite la présence d'une hétérogénéité, un domaine local plus déformé ou moins visqueux que le reste de l'agrégat, qui puisse s'amplifier et se propager au cours de la déformation progressive (Bowden 1970, Cobbold 1977, Poirier 1980, Priour 1985). Les bandes de cisaillement observées définissent un champ de

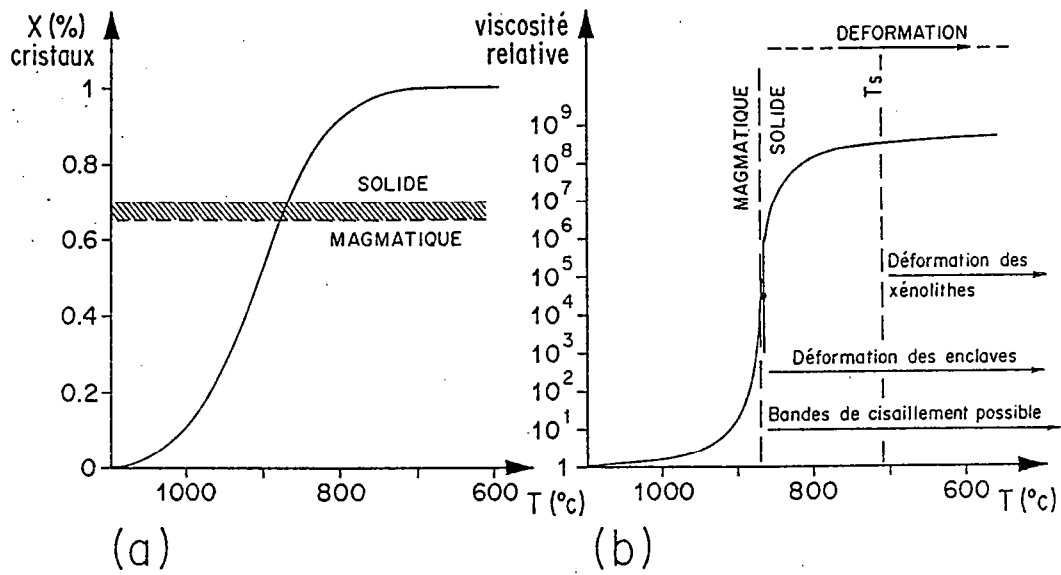


Fig.13 - Schéma général des relations attendues entre température, cristallinité X (a), structures et viscosité relative (mélange / liquide) (b) dans un pluton ; d'après Marsh (1981), Arzi (1978) et Van der Molen et Paterson (1979). L'échelle des températures correspond à une différence maximale entre le liquidus (1100°C) et le solidus (710°C) pour un magma granodioritique ($H_2O = 4\%$) mis en place à 2 kb (Whitney 1975).

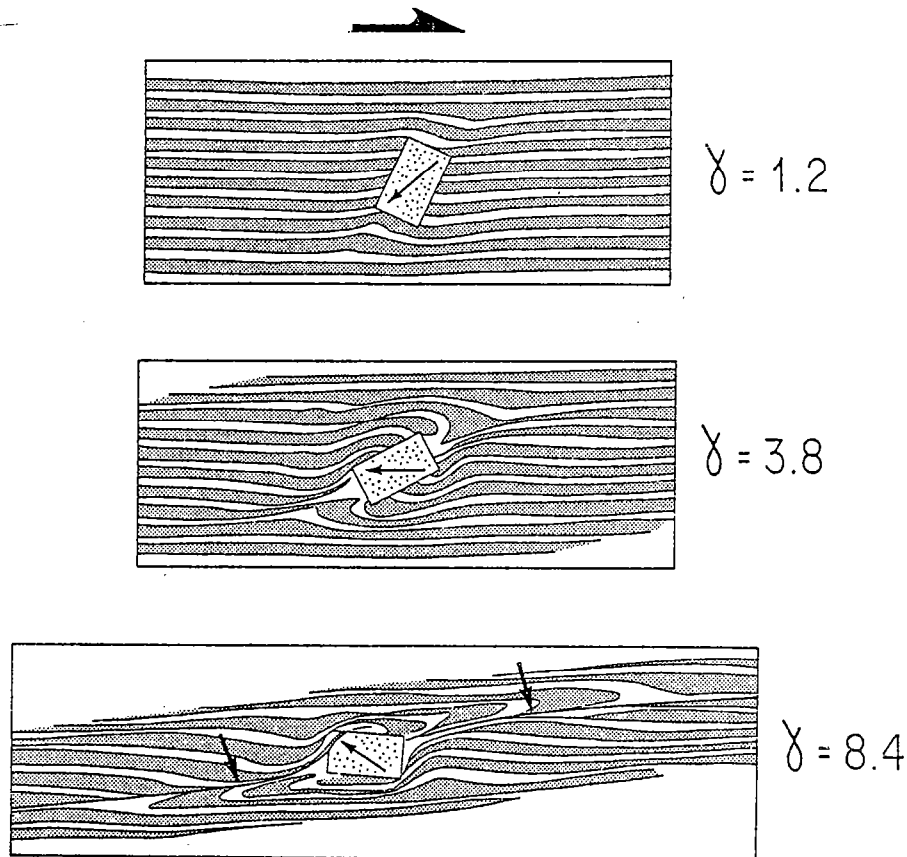


Fig.14 - Expérience sur modèle réduit montrant la perturbation du champ de déformation dans un matrice visqueuse newtonienne (silicone) au voisinage d'un objet rigide lors d'un cisaillement simple progressif (Van den Driessche et Brun 1987). Deux zones de forte déformation (fléchées), asymétriques par rapport à l'objet, se développent. Dans une matrice instable, susceptible de s'adoucir avec la déformation, des bandes de cisaillement devraient se développer à partir de ces zones de forte déformation.

discontinuités très pénétratif à l'échelle de l'échantillon. En d'autres termes, de nombreuses instabilités rhéologiques ont pu naître dans la matrice ductile entre les phénocristaux, et beaucoup d'entre elles se sont propagées, chacune ne fournissant en fait qu'une contribution relativement modeste à la déformation totale. Ces caractères sont particulièrement attendus dans le cas d'une déformation haute température contemporaine de la mise en place, pour deux raisons majeures :

1 - Au moment de la mise en place, de fortes différences de comportement rhéologique, de mécanismes de déformation, de taille et de forme des grains existent. Elles peuvent de surcroît s'accompagner d'une faible cohésion entre les cristaux tant qu'un fluide intergranulaire est présent. Dès ce stade, trois processus peuvent en particulier engendrer des instabilités, à partir desquelles des bandes de cisaillement pourront se propager : (1) Chaque domaine intergranulaire initialement fondu constitue une zone de très faible viscosité capable de localiser la déformation (Priour 1985). (2) La rotation rigide des phénocristaux et leurs interactions mutuelles induisent de très forts gradients de déformation dans la matrice (Soula et Bessière 1980, Van den Driessche et Brun 1987) (Fig. 14). (3) Certaines interfaces phénocristaux-matrice peuvent être non cohérentes et localiser les glissements. Le rôle de la forte hétérogénéité mécanique du granite à l'échelle du grain est en outre bien illustré par les relations entre bandes de cisaillement et veines aplitiques (Fig. 15) : celles-ci présentent une taille de grain et une distribution des phases minérales homogènes. La texture est homogène et la cristallisation a dû être très rapide. En conséquence, on note qu'aucune bande de cisaillement ne se développe dans les veines et que celles affectant le granite s'y amortissent parfois en se divisant en petites zones diffuses accommodant chacune des déplacements négligeables.

2 - Selon le modèle d'amplification des zones de cisaillement développé par Bowden (1970), les hétérogénéités de déformation initiales qui peuvent être amplifiées au cours de l'adoucissement d'un matériau instable sont d'autant plus faibles que le seuil de plasticité est bas, seules de fortes hétérogénéités pouvant s'amplifier si le seuil de plasticité est élevé (peu de bandes de cisaillement) (cf. Poirier 1980, Pelzer 1983, Priour 1985). En abaissant la viscosité effective, une température élevée abaisse le seuil de plasticité (cf. Nicolas & Poirier 1976). Parallèlement, la propension du matériau à montrer un comportement instable, et donc à développer des bandes de cisaillement, est d'autant plus grande que la vitesse de déformation imposée est élevée, et donc que le seuil de plasticité est élevé. Dans le cas du quartz, les corrélations positives existant entre seuil de plasticité, instabilité, et vitesse de déformation sont particulièrement bien mises en évidence par les résultats expérimentaux de Balderman (1974). Il apparaît ainsi que les conditions optimales requises pour le développement de nombreuses bandes de cisaillement, chacune contribuant peu à la déformation totale, puissent correspondre à la fois à une vitesse de déformation suffisamment élevée (matériau instable) et à une température suffisamment élevée (faible viscosité effective, faible adoucissement, et seuil de plasticité bas) (cf. Fig. 36).

L'ensemble de ces arguments permet de considérer le champ de discontinuités observé (cf. Fig. 9 & 12) comme caractéristique d'une zone de cisaillement embryonnaire dans un granite

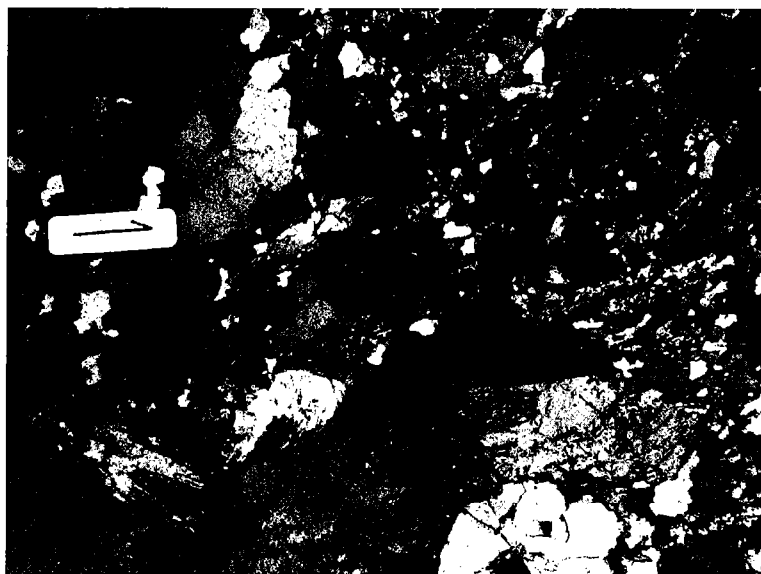


Fig.15 - Exemple d'amortissement d'une zone de cisaillement (flèche) à travers une interface (pointillés) entre granodiorite (G) et veine aplitique (A). Deux principales bandes sont visibles dans la granodiorite et passent à plusieurs zones diffuses à grain fin (les majeures sont soulignées en pointillés) dans l'aplite. Echelle 0.5 mm.

syntectonique. A priori, des bandes de cisaillement peuvent apparaître dès que le magma acquiert un comportement globalement solide (Fig. 6). Après cristallisation, la propagation des bandes de cisaillement a pu se poursuivre, probablement favorisée par du glissement aux joints de grains qui, combiné aux mécanismes de diffusion (développement des myrmékites), permet un adoucissement sensible dans les zones à grain fin (cf White 1976). L'activité du glissement aux joints de grains est en effet suggérée par la très petite taille du grain, en particulier du quartz et des minéraux colorés, ainsi que par l'observation de mélange des différentes phases minérales dans les bandes de cisaillement. La dispersion de petits fragments ou néoblastes de mica ou de hornblende entre les grands fragments de cristaux magmatiques recoupés par les bandes de cisaillement en est un exemple (cf. Fig. 10). Dans un contexte de déformation régionale intense, l'évolution de telles bandes de cisaillement précoces devrait conduire à l'établissement des zones mylonitiques à structures C-S pénétratives caractéristiques des granites syntectoniques cisailés (Berthé et al. 1979).

1.6 CONCLUSIONS

De cette étude, nous tirons les principales conclusions suivantes :

- 1 - Dans la périphérie du granite de Flamanville, la déformation ductile fini et post-cristallisation s'accompagne de la recristallisation dynamique des phases feldspathiques et du quartz. La recristallisation des feldspaths est combinée à l'activité de mécanismes de diffusion qui conduisent au développement de structures myrmékites. La recristallisation par migration des joints de grains domine dans le quartz. L'ensemble de ces caractères apparaît typique de déformations haute température, dans des conditions proches de celles du solidus.
- 2 - L'absence de structures révélant une déformation plastique du quartz par glissements intracristallin n'est pas un critère suffisant pour interpréter la déformation totale comme résultant d'un fluage à l'état magmatique. Ainsi, le granite étudié présente-t-il à la fois des bandes de cisaillement (comportement global solide) et une faible déformation plastique des quartz magmatiques et des phénocristaux de feldspath.
- 3 - Des bandes de cisaillement peuvent se développer très tôt au cours de la mise en place d'un pluton granitique, dès les derniers stades de la cristallisation. En outre, l'exemple étudié montre que les structures C-S peuvent être d'origine diapirique et ne sont pas nécessairement révélatrices d'effets tectoniques régionaux persistants après la mise en place.
- 4 - Dans le granite de Flamanville, l'acquisition locale de structures C-S est déterminée par l'évolution de bandes de cisaillement nombreuses, étroites, pénétratives, et dont la contribution individuelle à la déformation totale est faible. Les conditions initiales paraissant favoriser de telles instabilités sont (1) une faible viscosité globale du granite (haute température), (2) de forts contrastes de

comportement mécanique des différentes phases constitutives (phénocristaux rigides interagissant dans une matrice plus ou moins fondue), et (3) une forte vitesse de déformation. Ces conditions sont typiquement celles des déformations périphériques d'un pluton lors de sa mise en place. En ce sens, les zones mylonitiques à structures C-S semblent un caractère typique des granites syntectoniques.

II - TRANSITIONS RHEOLOGIQUES ET HISTOIRE THERMIQUE -

EXEMPLE DU GRANITE DE L'HERMITAGE (MASSIF CENTRAL)

Situé dans la partie NE du Massif Central, le granite de l'Hermitage est un leucogranite syntectonique hercynien mis en place le long d'un grand décrochement ductile : la zone de St Gervais-L'Hermitage (Barbarin & Belin 1982). La déformation progressive qui accompagne la mise en place et le refroidissement du pluton se caractérise, au niveau des structures et des microstructures, par deux stades successifs :

- 1 - Développement d'une foliation homogène primaire marquée par l'orientation préférentielle des phénocristaux feldspathiques.
- 2 - Développement de bandes de cisaillement pénétratives (structures C-S), et localisation de la déformation dans des bandes mylonitiques.

La transition déformation homogène-déformation hétérogène observée au cours du refroidissement s'accompagne d'un changement de mécanismes de déformation du quartz : le glissement intracrystallin de direction $\langle a \rangle$ avec recristallisation dynamique par rotation de sous grains succède à la croissance de grains avec recristallisation dynamique par migration des joints et glissements intracrystallins de direction $\langle c \rangle$.

Les observations soulignent en particulier que la transition déformation homogène-déformation hétérogène ne peut en général pas être assimilée à une transition entre écoulement magmatique et écoulement à l'état solide.

Publié avec l'aimable autorisation de :
Elsevier Science Publishers Ltd.

Tectonophysics, 125 (1986) 357–370

357

Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam – Printed in The Netherlands

QUARTZ FABRIC TRANSITION IN A COOLING SYNTECTONIC GRANITE (HERMITAGE MASSIF, FRANCE)

D. GAPAIS¹ and B. BARBARIN²

¹ *Laboratoire de Géologie Structurale, C.A.E.S.S., C.N.R.S., Université de Rennes, 35042 Rennes Cedex (France)*

² *Département de Géologie et Minéralogie, L.A. No. 10 C.N.R.S., 5 rue Kessler, 63038 Clermont-Ferrand Cedex (France)*

(Received July 20, 1985; revised version accepted November 11, 1985)

ABSTRACT

Gapais, D. and Barbarin, B., 1986. Quartz fabric transition in a cooling syntectonic granite (Hermitage massif, France). *Tectonophysics*, 124: 357–370.

The Hermitage Granite, situated in the northwest Massif Central (France) is a syntectonic Hercynian leucogranite emplaced along an active transcurrent shear zone. During emplacement and cooling, the progressive deformation is marked by the development of a primary homogeneous foliation gradually affected by ductile shear bands (C–S mylonites). Increase in strain heterogeneity during cooling corresponds to a change of dominant deformation mechanism of the quartz phase from grain growth and migration recrystallization to intracrystalline $\langle a \rangle$ slip and rotation recrystallization. Migration recrystallization is characterized by preferred orientations of c axes close to the principal extension direction. We discuss relevant deformation mechanisms and rheological implications for syntectonic plutons. In particular, we argue that the transitions between homogeneous and heterogeneous accumulation of strain cannot generally be correlated with transition between magmatic and solid-state flow.

INTRODUCTION AND GEOLOGICAL SETTING

Natural orthogneisses and granite mylonites result generally from unstable flow characterized by the development of shear bands of various scale (see Berthé et al., 1979a, b; Choukroune and Gapais, 1983; Simpson, 1983; Burg et al., 1984). For a bulk shearing deformation, Berthé et al. (1979a, b) have shown that this leads to C–S structures defined by the association of a schistosity (S surfaces) and of small-scale parallel ductile shear bands (C surfaces). At the grain scale, the amplification of such shear instabilities can often be related to localized lattice rotations and dynamic recrystallization (Berthé et al., 1979b; Poirier, 1980; White et al., 1980; Gapais and White, 1982). These are associated with quartz $\langle a \rangle$ slip in many orthogneisses (Berthé et al., 1979b; Courrioux, 1983; Simpson, 1983; Burg et al.,

1984) and may lead to local grain-boundary sliding within granite mylonites where considerable grain-size reduction has occurred (Berthé et al., 1979a, b; White et al., 1980). Referring to syntectonic granites, these deformation mechanisms relate to solid-state flow, where the regional deformation is continuing and the thermal reequilibration between pluton and country rocks is largely engaged.

On the other hand, structures which may develop during the early high-temperature history are not so well established. Deformation experiments (Van der Molen and Paterson, 1979) and field studies (Brun and Gapais, in prep.) indicate that shear bands may initiate during the early stages of pluton emplacement, while a residual melt is still present. However, many granitoids show primary foliations defined by preferred orientations of feldspars and micas and reflecting relatively homogeneous strains at sample or outcrop scale (see Berger and Pitcher, 1970; Marre, 1982). Such foliations are often interpreted as magmatic structures, although no clear evidence is always found which proves that the corresponding strain has totally accumulated by crystal rotations within a melted matrix. Basically, the only well established fact is that feldspars show a high viscosity contrast with the quartz matrix, as revealed by their undeformed aspect and their preferred orientation patterns (Fernandez and Laboue, 1983).

This change from rather stable viscous type flow to unstable flow is a singular rheological step in the deformation history of many syntectonic granitoids (see Berger and Pitcher, 1970) and remains poorly documented.

The present study concerns the Hermitage Granite, a Hercynian two-mica granite from the French Massif Central (Fig. 1). This leucogranite was emplaced along an active dextral transcurrent shear zone (St. Gervais-l'Hermitage Shear Zone; Fig. 1) (Barbarin and Belin, 1982). At the regional scale, foliations and lineations of the granite show a consistent pattern associated with the emplacement of the pluton during dextral shearing along its northern margin. From south to north towards the

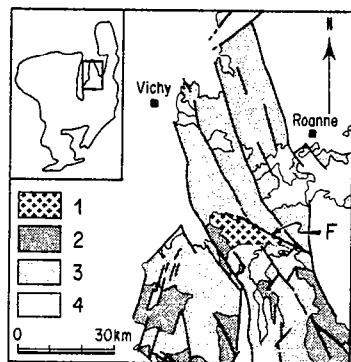


Fig. 1. Localization of the Hermitage granite within the French Massif Central. 1 = Hermitage Granite; 2 and 3 = meta-sedimentary (2) and granitic (3) country rocks; 4 = sedimentary and volcanic cover rocks. F—St. Gervais-L'Hermitage Shear Zone.

major shear zone, increasing strain is marked by a transition from homogeneously foliated granite to typical C-S orthogneisses and mylonites indicating a dextral sense of shear (Barbarin and Belin, 1982). This paper describes changes in macrostructures, grain-scale structures and quartz fabrics associated with this transition and discusses corresponding dominant deformation mechanisms within the quartz phase.

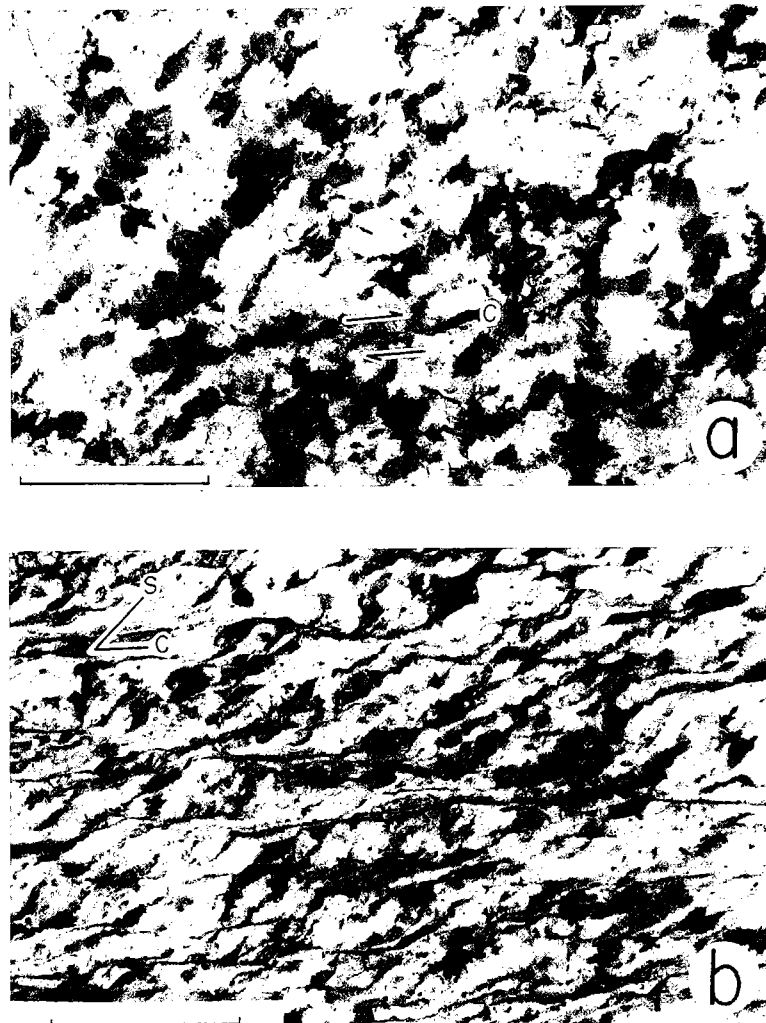


Fig. 2. Aspect of macroscopic structures across shear strain gradient. a. Homogeneously foliated granite outside the regional shear zone; foliation (*S*) and an isolated initiating ductile dextral shear band (*C*) are indicated. b. Typical C-S orthogneiss. $\lambda_1\lambda_3$ sections ($\lambda_1 > \lambda_2 > \lambda_3$ = principal strain axes). Scale bar is 2.5 cm.

MACROSTRUCTURES

Outside the major shear zone, the granite presents a foliation and a lineation defined by preferred orientations of feldspars and micas (Fig. 2a). Quartz aggregates between feldspars have lenticular shapes elongated parallel to the principal extension direction (Fig. 2a). Finite strain gradients are absent at outcrop scale, as suggested by a homogeneous primary grain-size and a constant orientation of principal strain axes. At the grain scale, small rare dextral shear bands may, however, occur (Fig. 2a). They initiate within the matrix between feldspars, probably because of jumps in amounts of rigid body rotation at feldspar-matrix interfaces.



Fig. 3. Changes in microstructures from outside to inside an isolated dextral shear band (bottom) within foliated granite (see Fig. 2a). Note (1) sigmoidal trend of foliation across shear band (2) gradual decrease in grain size and (3) change in quartz fabric outlined by dominantly bright grains outside band and dominantly dark grains inside band. Crossed nichols. $\lambda_1\lambda_3$ section. Scale bar is 2 mm.

S-C structures are well developed within the shear zone (Barbarin and Belin, 1982) (Fig. 2b). One single set of subparallel dextral shear bands underlines the bulk shear direction. Strain gradients occur at outcrop scale. Increasing strain is marked

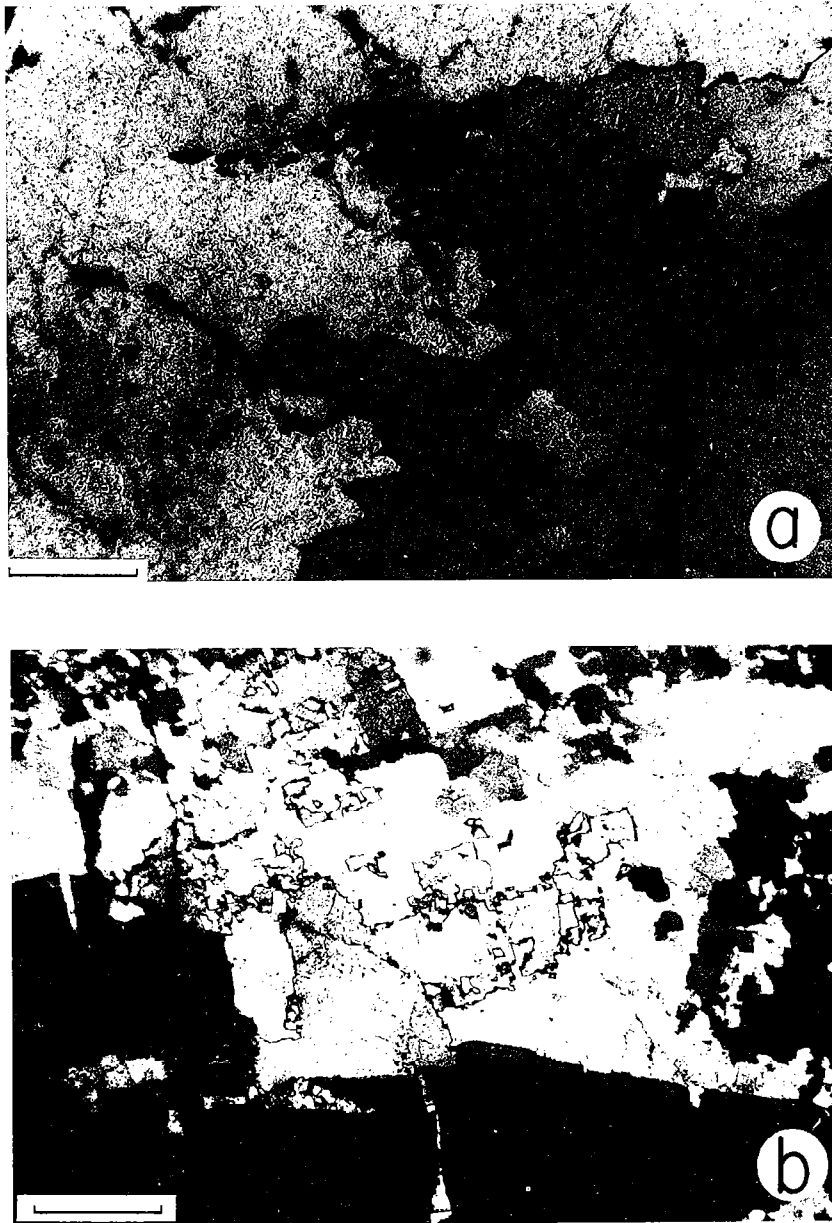


Fig. 4. Quartz microstructures within homogeneously foliated granite. a. Detail of grain boundary; scale bar is 0.2 mm. b. Mosaic-like pattern within quartz aggregate; scale bar is 0.5 mm.

by an increase in the amount of shear bands and a decrease in mean angle between C and S surfaces, leading to completely recrystallized fine-grained mylonites in zones of high strain (Berthé et al., 1979a, b).

GRAIN-SCALE STRUCTURES

Changes in microstructures observed at small scale, across isolated shear bands within homogeneously foliated granite, and at large scale, across the regional shear zone, are comparable. These are illustrated in Fig. 3.

The homogeneously foliated granite is characterized by relatively low strains at grain scale. Feldspars show little internal deformations. Some of them are fractured perpendicular to the stretch direction, as expected from rigid objects deforming in a ductile matrix. Quartz is characterized by a large grain size and moderate internal deformation features. These are mainly subgrain boundaries showing various orientations with respect to the *c* axis. Grains are locally slightly elongated parallel to the stretch direction and grain boundaries have characteristic lobate shapes which reveal extensive grain boundary migration (Fig. 4a). They also have locally squared or rectangular contours forming a reticular or mosaic-like pattern (Fig. 4b). This suggests high crystallographic control on grain boundary orientations and high mobility of grain boundaries (Lister and Dornsiepen, 1982), and therefore high temperature.

The development of C-S structures is marked by the destruction of this primary microstructure. Where affected by heterogeneous shear strain, quartz aggregates show a strong reduction in grain size, leading to development of polycrystalline ribbons made of equant polygonal new grains (Fig. 3). Feldspars and micas also undergo grain size reduction and show internal deformation features (kink bands, deformation bands, undulatory extinctions) which attest to the activity of dislocation processes. Biotite is stable and recrystallizes within shear bands.

QUARTZ FABRICS

Preferred orientations of poles to $\{10\bar{1}4\}$ and $\{11\bar{2}0\}$ ($\langle a \rangle$ axes) quartz crystallographic planes have been measured by X-ray texture goniometry within sets of specimens showing a gradual change from homogeneously foliated granite to C-S orthogneiss and mylonite. Poles to $\{10\bar{1}4\}$ make a small angle with the *c* axis (17.7 degrees) and their measurement provides a qualitative description of the general pattern of *c* axis preferred orientation (see Baker and Wenk, 1972; Gapais, 1979). $10\bar{1}4$ pole figures are used in this way in the present paper. Measured fabric intensities are relatively weak. They are however significant as all specimens studied show identical patterns which are consistent with observations under the optical microscope.

Outside the regional shear zone, $10\bar{1}4$ pole figures show a strong maximum

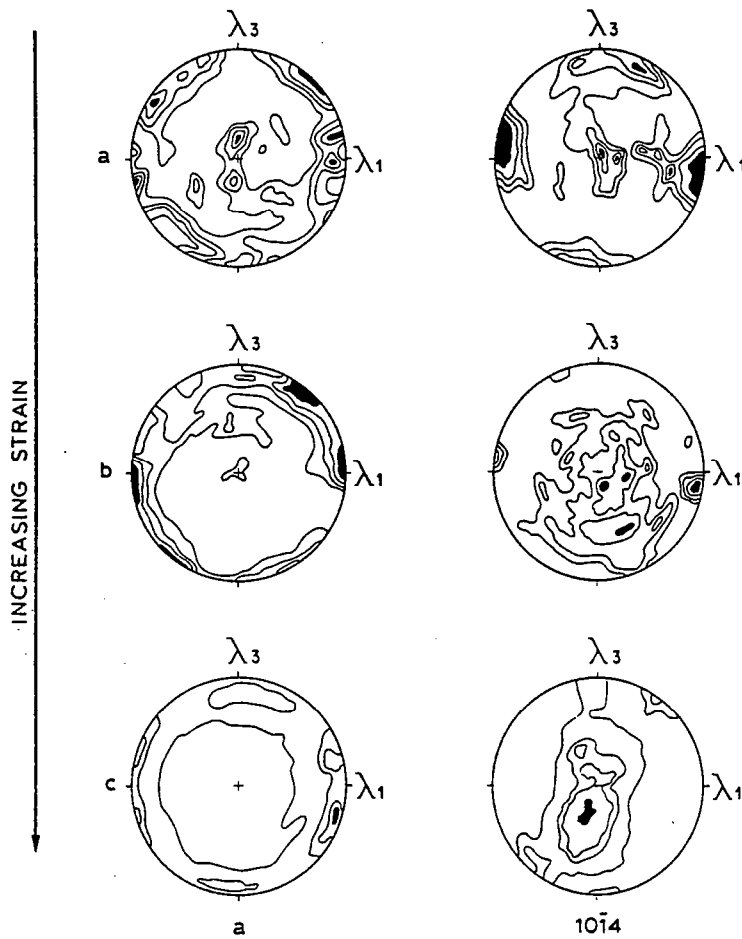


Fig. 5. Quartz $11\bar{2}0$ ($\langle a \rangle$ axes) and $10\bar{1}4$ pole figures within three representative stages of increasing dextral shear strain. a. Homogeneously foliated granite (see Fig. 2a). b. C-S orthogneiss. c. C-S mylonite. $10\bar{1}4$ pole figures: contours 1, 1.5, 2, $2.5 \times$ uniform distribution; $11\bar{2}0$ pole figures: contours 1, 1.4, 1.8, $2 \times$ u.d.

concentration close to the maximum stretch direction λ_1 (Fig. 5a). Other submaxima are located close to the $\lambda_2\lambda_3$ plane. Corresponding $\langle a \rangle$ axes fabrics are complex (Fig. 5a) and difficult to interpret because of the two different types of preferred orientations of c axes (i.e. λ_1 maximum and $\lambda_2\lambda_3$ concentrations as deduced from $10\bar{1}4$ pole figures) which are present in the samples.

With an increasing number of shear bands, the maximum concentration of c axes close to λ_1 disappears progressively whereas concentrations at high angle to λ_1 become more important (Fig. 5b, c). This is associated with the development of $\langle a \rangle$ axes concentrations close to λ_1 (Fig. 5b, c). Within fine-grained mylonites, $10\bar{1}4$ pole figures reveal a classical c axis fabric defined by crossed-girdles with a

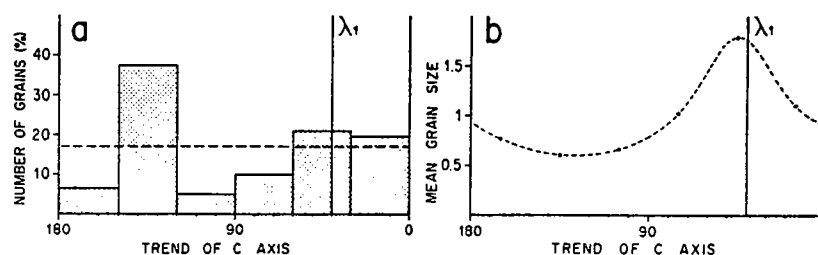


Fig. 6. Number of grains (a) and normalized mean grain size (b) versus trend of c axis in $\lambda_1\lambda_3$ sections. 194 measured grains. Orientations are separated in six classes of 30° size; average grain size for each class is normalized with respect to bulk average grain size: dotted line on (a) refers to uniform distribution.

maximum close to λ_2 ; two maxima of $\langle a \rangle$ axes are perpendicular to the girdles and symmetrically disposed about λ_1 (Fig. 5c). These patterns reflect intracrystalline slip along $\langle a \rangle$ directions, $\{10\bar{1}0\}$ prism slip being dominant on (0001) basal slip (see Gapais, 1979; Lister and Williams, 1979; Bouchez and Pêcher, 1981; Gapais and White, 1982). The observed fabric asymmetry with respect to principal strain directions (Fig. 5c) is consistent with dextral shearing, as expected from shear band geometry (Fig. 2b) (see Berthé et al., 1979b; Gapais and White, 1982).

This fabric transition has been analyzed in more detail by looking closer at quartz microstructures. In the first stages of orthogneiss development, the fabric changes across the rare small-scale shear bands present in samples (Fig. 3): grains with the c axis close to λ_1 are the largest grains within the foliation, whereas those with the c axis at high angle to λ_1 are those small recrystallized grains whose amount increases with increasing shear strain. This has been demonstrated by measuring grain by grain, under optical microscope, the trend of the projection of the c axis in the $\lambda_1\lambda_3$ plane versus the grain surface (Fig. 6). The two types of preferred orientation are observed (Fig. 6a) and a gradual decrease in grain size characterizes increasing rotations of c axes away from the principal stretch direction λ_1 (Fig. 6b).

DISCUSSION

Deformation mechanisms

Results of experimental deformation of quartz suggest that prism $\langle c \rangle$ slip should be activated at high temperatures and high water content (Blacic, 1975; Kirby and McCormick, 1979). Prism $\langle c \rangle$ slip is indeed expected to result in c axes concentrations close to the principal extension direction (see Schmid et al., 1981), as observed here in the early stages of granite deformation. Comparable fabrics found within a high-grade quartzite have been interpreted this way (Schmid et al., 1981), but some controversy about the deformation history of the analysed specimen has introduced



Fig. 7. Quartz crystallizations within shadow zones around feldspars (a) and cracks within feldspars (a, b). Trend of λ_1 is indicated; trend of quartz c axis is arrowed (upper right on b). a, scale bar is 0.5 mm; b, scale bar is 0.2 mm.

uncertainties in the fabric interpretation (Bouchez et al., 1984). c axis fabrics like those observed here have also been recently reported by Blumenfeld (1985) for granitic plutons from the Vosges Massif. Fabric arguments led him to an interpretation in terms of deformation dominantly accommodated by prism $\langle c \rangle$ slip.

Microstructural and fabric arguments developed here do not undoubtedly demonstrate dominant activity of $\langle c \rangle$ slip, and neither $\langle a \rangle$ axes fabrics (Fig. 5a) nor $\langle m \rangle$ axes fabrics (measured in some samples) provide further interpretable information. What we show is that the first fabrics which develop are primarily due to some processes of grain growth and migration recrystallization rather than to slip alone. Thus, fabrics are present despite only slight and local grain elongations. Furthermore, larger the grains, closer their c axis to λ_1 (Fig. 6b). Also, an interesting point is that primary crystallizations of quartz filling spaces between feldspars, within shadow zones around feldspars, and within feldspar cracks perpendicular to λ_1 , show comparable orientations, i.e. c axis at low angle to λ_1 (Fig. 7). Crystallizations within cracks are locally in crystallographic continuity with immediately adjacent quartz grains in the matrix (Fig. 7b). Again, these imply oriented crystallization or growth, grains with c axis close to the extension direction growing faster than others.

This aspect of quartz behaviour under stress is poorly documented and our observations are difficult to compare with existing previous work. A most reasonable interpretation is preferential growth of grain favourably oriented for easy prism $\langle c \rangle$ slip (compare with Urai and Humphreys, 1981). In this case, the observed obliquity between maximum c axes concentration and λ_1 (Fig. 5a, b) could be interpreted in terms of preferred orientation of slip lines parallel to the bulk shear direction and would thus consistently reflect dextral shearing. Nevertheless, observations above also suggest that the fabric could have started to develop synchronously with quartz crystallization from the residual melt fraction which indeed should concentrate within shadow zones with respect to the stress field (Van der Molen and Paterson, 1979). Migration recrystallization should strengthen this fabric during high temperature solid state flow.

Rheological implications

A first consequence of our observations is that preferred orientations of feldspars and micas within the primary foliation must, at least in part, be contemporaneous with quartz migration recrystallization, and therefore reflect solid state flow. On a more general point of view, one expects that the melted phase should no longer control the bulk rheology for melt fractions below values of around 30–40% (Arzi, 1978; Van der Molen and Paterson, 1979) or even higher (J.L. Vigneresse, pers. commun., 1984). Passive rotation of rigid crystals in a liquid matrix should then be at best a very rough estimate of deformation mechanisms accounting for the total homogeneously accumulated strain. Whatever the rheology of the actual rock

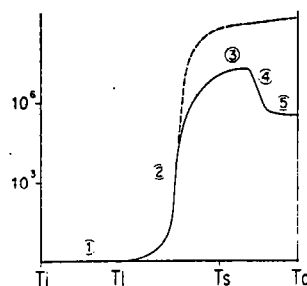


Fig. 8. A possible qualitative strength-temperature path during progressive deformation of cooling syntectonic granitic rock. T_i , T_l , T_s and T_c refer respectively to initial, liquidus, solidus and uperturbed country rock temperatures. 1—magmatic flow; 2—strengthening during crystallization; 3—last stages of crystallization accompanied by quartz migration recrystallization; 4—strain softening and shear band development (C-S orthogneiss); 5—steady state mylonite. Dotted path is inferred from (1) experimental data and rheological models (Tullis and Yund, 1977; Arzi, 1978; Van der Molen and Paterson, 1979; Marsh, 1981) and (2) thermal models (Spera, 1980). Curves are drawn for T_l , T_s and T_c of respectively 850°, 650° and 500°.

might have been (i.e. Newtonian or not), caution should in general be taken before referring to a homogeneous primary foliation as a magmatic structure, as part of the associated strain may reflect purely solid state flow (see also Berger and Pitcher, 1970; Hutton, 1982).

Deformation experiments on analogues have shown that migration recrystallization may be a very efficient deformation mechanism at high temperatures, where rapid grain boundary migration is permitted (Guillopé and Poirier, 1979; Urai and Humphreys, 1981; Urai, 1983). Theoretical considerations also indicate that it can correspond to a major high temperature softening process in a comparable way as grain-boundary sliding does at lower temperatures (Cobbold et al., 1984). We therefore suggest that extensive grain-boundary migration might tend to reduce the strengthening of the rock which is expected to occur during the last stages of magma crystallization (Arzi, 1978; Van der Molen and Paterson, 1979) (Fig. 8).

For emplacement at a relatively high crustal level (amphibolite facies in present case), the temperature drop within the pluton is expected to be rapid (Spera, 1980). This should therefore also hold for crystallization (Marsh, 1981). Also, migration recrystallization is a thermally activated mechanism which gives way to rotation recrystallization at lower temperatures (Guillopé and Poirier, 1979). Its activity should therefore correspond to a transient episode in the progressive deformation history, between Newtonian type magmatic flow and unstable flow marked by the nucleation and propagation of shear bands (Fig. 8). This might be a reason why associated quartz fabrics as observed here have only been rarely described elsewhere within syntectonic plutons; one other more general reason is that these fabrics are largely due to a grain-size effect: they are easily revealed by texture goniometry but may be missed or underestimated by optical universal stage measurements.

A high imposed shear strain rate (e.g., emplacement within a regional shear zone) should enhance the inability of the rock to accommodate homogeneously the imposed boundary displacements, and therefore favour the early development of shear instabilities. Hence, shear bands can develop during the last stages of magma crystallization at the vicinity of the pluton-country-rocks interface, as a result of localized shearing component during ballooning of the pluton (Brun and Gapais, in prep.). In the present example, the onset of shear-band development is associated with the activation of $\langle a \rangle$ slip in quartz and with recrystallization accompanied by grain size reduction. This indicates that the transition between homogeneous and heterogeneous accumulation of strain should more or less correspond to temperatures ranging around the migration-rotation recrystallization transition. In general, one may however expect variations of this transition temperature according to the imposed regional strain rate.

CONCLUSIONS

(1) The emplacement and cooling of the studied syntectonic granite is marked by a transition from dominantly stable flow to dominantly unstable flow during progressive deformation.

(2) This results in the development of a primary homogeneous foliation and of subsequent shear instabilities leading to localised C-S orthogneisses and mylonites.

(3) The stable-unstable flow transition corresponds to a change in quartz deformation mechanism from migration recrystallization around thermal conditions of granite solidus to dominant $\langle a \rangle$ slip and rotation dynamic recrystallization with grain-size reduction at lower temperature. This leads us to put forwards the idea that the migration-rotation recrystallization transition could represent a major rheological boundary within the continental crust.

(4) Migration recrystallization and grain growth result here in preferred orientations of c axes close to the bulk extension direction. This preferential growth could be related to easier prism $\langle c \rangle$ slip.

(5) Homogeneous strain at sample scale within syntectonic granites does not imply a magmatic foliation. This term has genetic implications and its use should be consequently restricted or abandoned.

(6) The observed succession of fabrics and deformation mechanisms should be a general characteristic of syntectonic granites, where a decrease in temperature accompanies the progressive deformation.

III - PROCESSUS DE MYLONITISATION DU QUARTZ

Ce chapitre est focalisé sur les microstructures et les orientations préférentielles de réseau du quartz associées à la mylonitisation des granites syntectoniques dans des zones de cisaillement majeures. Trois articles décrivent successivement trois exemples de massifs leucogranitiques cisailés : le leucogranite hercynien de Lizio (cisaillement sud-armoricain), des leucogranites du cristallin du haut Himalaya (Tibet du Sud), et les leucogranites hercyniens mylonitisés le long de la faille de la Marche (Massif Central). Les structures et les mécanismes de déformation observés sont partout identiques, bien que ces exemples relèvent de différents contextes de cisaillement crustal, décrochement (cisaillement sud-armoricain et faille de la Marche) et faille normale (leucogranites himalayens).

Dans les orthogneiss, la déformation est principalement accommodée par le quartz où le glissement intracristallin de direction $\langle a \rangle$ domine. Au cours de la déformation progressive, la réduction de la taille du grain qui accompagne la recristallisation dynamique favorise l'activité du glissement aux joints de grains et la localisation du cisaillement dans les bandes mylonitiques et ultramylonitiques. Cette transition glissement intracristallin-glissement intercristallin est analysée en détail dans un 4ème article consacré aux mécanismes de déformation dans un quartzite mylonitique du cisaillement sud-armoricain.

III-1

Publié avec l'aimable autorisation de :

La Société Française de Minéralogie et de Cristallographie.

Orientations préférentielles du quartz et orthogneissification progressive en régime cisailant : l'exemple du cisaillement sud-armoricain

par DIDIER BERTHÉ, PIERRE CHOUKROUNE et DENIS GAPAIS,
Centre armoricain d'Étude structurale des socles, C. N. R. S., Université de Rennes I,
avenue du Général-Leclerc, 35042 Rennes Cedex, France.

Résumé. — Les leucogranites sud-armoricains sont progressivement orthogneissifiés le long d'un cisaillement dextre hercynien. Les orientations préférentielles du quartz sont mesurées à divers stades de l'évolution de la déformation, définie à l'échelle microtectonique par l'évolution spatiale des structures planaires. Dans le régime de déformation non coaxiale envisagé, on met en évidence une rotation progressive de la fabrique et on discute brièvement l'influence des hétérogénéités sur l'évolution des orientations préférentielles des axes c du quartz.

Mots clés : orthogneiss, orientation préférentielle, quartz, cisaillement simple.

Quartz fabrics and progressive gneissification of granites by simple shear : the example of the south-armoricain shear zone.

Abstract. — The south-armoricain leucogranites are progressively deformed in a major dextral hercynian shear. The quartz fabric is shown at different stages of the strain history defined by the spatial evolution of the planar structures at microtectonic scale. Non coaxial deformation occurs and progressive rotation of c axis orientations is demonstrated. The influence of heterogeneities on this evolution is briefly discussed.

Key words : orthogneiss, quartz fabrics, simple shear.

INTRODUCTION.

Dans un granite initialement isotrope à l'échelle mésoscopique, et ultérieurement affecté par une déformation cisailante, on peut observer plusieurs stades de l'évolution de la mylonitisation. Celle-ci est marquée par l'acquisition de deux familles de plans d'anisotropie dont la densité croît avec l'intensité de la déformation. L'exemple étudié se présente comme particulièrement favorable, car non seulement le matériel de départ, isotrope, est connu, mais encore on peut observer toutes les étapes de l'orthogneissification progressive alors que le régime de déformation non coaxiale est déterminé en sens et en direction. Le but de ce travail est de présenter :

- 1) l'évolution des orientations préférentielles d'axes c du quartz à chacun des stades observés ;
- 2) quelques données sur les rapports entre les orientations préférentielles d'axes c et l'orientation des plans d'anisotropie créés par la déformation et ainsi examiner l'influence des hétérogénéités dues à la déformation sur l'évolution de ces orientations préférentielles.

CONTEXTE STRUCTURAL DE L'EXEMPLE TRAITÉ.

Le massif étudié, le massif de Plumelec, se situe dans la partie orientale du cisaillement sud-armoricain et sur une branche septentrionale de cette zone de fractures crustales (fig. 1).

Le cisaillement sud-armoricain constitue en effet l'une des structures majeures de la chaîne hercynienne ouest-européenne. Ce décrochement dextre, le long duquel un déplacement relatif de l'ordre de

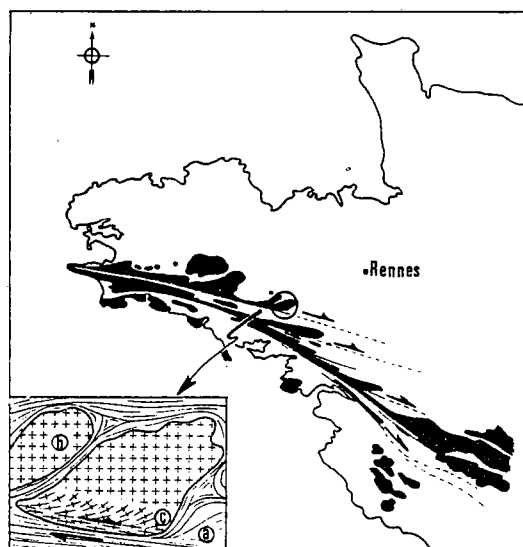


FIG. 1. — Le cisaillement sud-armoricain et les leucogranites hercyniens. Localisation du massif étudié (cercle) : le massif de Plumelec.

- a) roches sédimentaires schistosées ;
- b) granite isotrope ;
- c) zone mylonitique.

100 km peut être envisagé, se suit sur près de 400 km d'ouest en est (fig. 1) : il met en contact des segments hercyniens ayant subi des évolutions structurales différentes (Cogné, 1977). Des leucogranites syntectoniques se sont mis en place (Cogné, 1966 ; Le Corre, 1978 ; Hanmer, 1978) le long de ce volume décrochant et à son voisinage immédiat. Datés à — 320 M. A. (Vidal, 1973), ces granites ont été déformés par le jeu en cisaillement dextre suivant des modalités récemment décrites (Berthé *et al.*, 1979).

LES MODALITÉS DE LA DÉFORMATION DU GRANITE A L'ÉCHELLE MÉSCOSCOPIQUE (Berthé *et al.*, 1979).

La déformation, qui affecte la partie méridionale du massif granitique, est observable à l'intérieur d'une bande de 1,5 à 2 km de large ; elle se manifeste par une mylonitisation de plus en plus évoluée du nord vers le sud et par l'apparition de deux familles de plans « d'anisotropie » (fig. 2) :

— les plans « C » : plans subverticaux de direction constante (N 100) ; ils sont parallèles à la trace cartographique du cisaillement majeur et portent des stries horizontales : ils constituent des plans le long desquels le mouvement relatif est dextre. Leur densité croît du nord vers le sud à l'intérieur de la bande de granite déformé.

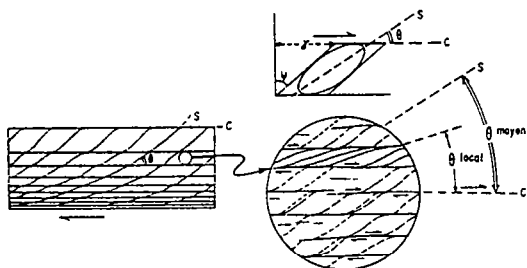


FIG. 2. — Évolution de l'angle C-S (θ) à l'intérieur de la bande mylonitique et définition des zones des mesures « partielles » (où θ local est différent du θ moyen). L'appréciation de l'intensité (γ) de la déformation par cisaillement simple est directement liée à θ mesuré sur échantillon.

— les plans « S » obliques sur les précédents et également verticaux constituent des plans d'orientation préférentielle (de forme) des minéraux tels que les phyllosilicates, et d'étirement de certains grains et des rubans de quartz ; ils contiennent, au moins aux stades peu évolués de la déformation, les ombres de pression aux extrémités des clastes feldspathiques. On considérera que ces plans sont les plans principaux X, Y, de la déformation.

Du nord vers le sud dans la bande de granite déformé, l'angle entre les plans « C » et « S » varie de 45° à 0°, l'orientation des plans « C » restant constante (fig. 2). L'angle θ diminue en même temps que la taille des grains diminue et au fur et à mesure qu'augmente la densité des plans C. Il a été montré que cette évolution était compatible avec une déformation des granites par cisaillement simple dextre, d'intensité croissante du nord vers le sud (Berthé *et al.*, 1979) (fig. 2 et 3).

LES DONNÉES RELATIVES A L'ORIENTATION PRÉFÉRENTIELLE DES AXES « C » DU QUARTZ DANS LA BANDE MYLONITIQUE.

En considérant au départ que l'angle θ entre les plans « C » et « S » est significatif de l'intensité de la déformation par cisaillement simple (c'est-à-dire de γ , fig. 2) (Ramsay, 1967), on se propose, dans un premier temps, d'étudier l'évolution des orientations préférentielles des axes c du quartz en fonction de θ . Pour cela, on a choisi différents stades de déformation croissante : θ moyen = 45°, 30°, 20°, 5° et 0°. Il s'agit donc de voir si les caractéristiques moyennes des orientations préférentielles sont significatives du régime de déformation et les variations de ces caractéristiques significatives de l'intensité de celle-ci. Puis, dans un deuxième temps, on se propose d'étudier « partiellement » les orientations préférentielles en fonction des variations locales de l'angle θ pour un θ moyen donné. Cette dernière opération est destinée à déterminer l'influence des variations locales entre les deux types d'anisotropie planaire (en d'autres termes, l'influence de l'hétérogénéité de la déformation) sur l'évolution des orientations préférentielles au fur et à mesure que croît l'intensité de la déformation non coaxiale moyenne (fig. 2). Il s'agit ici, par comparaison avec les données précédentes moyennes, d'introduire le problème de l'échelle dans l'étude des orientations préférentielles en régime cisailant.

A. Analyse d'ensemble des diagrammes d'orientations préférentielles des axes « C ».

Les points majeurs qui ressortent de l'analyse des diagrammes d'orientations préférentielles (projection sur l'hémisphère inférieur) sont les suivants (fig. 4) :

1. Toutes les orientations préférentielles sont comparables en type et montrent une tendance commune à se présenter en couronnes croisées de type 1 (Christie, 1960 ; Lister, 1974) avec un ou deux maximums d'axes « c » proches de Y et permettent de raisonner en terme de déformation plastique du quartz. Il est à noter que ce type d'orientations préférentielles est relativement classique dans les zones de cisaillement (Hara *et al.*, 1973) et a été partiellement reproduit en déformation expérimentale plane (Tullis, 1977). Des orientations préférentielles rappelant celles observées ici ont également été obtenues par simulation de la déformation plane progressive d'un agrégat par glissement intracristallin (Lister *et al.*, 1978).

2. La symétrie des diagrammes peut, en première approximation, être assimilée à une symétrie orthorhombique. Nous assimilons le plan moyen de concentration des axes « c » (plan m sur fig. 6) au plan de symétrie qui passe par Y et le ou les maximums contenus dans le plan de jonction des petits cercles. Il est dès lors évident que l'intersection de ce plan et du plan de cisaillement (plan C) est proche de l'axe Y de la déformation finie.

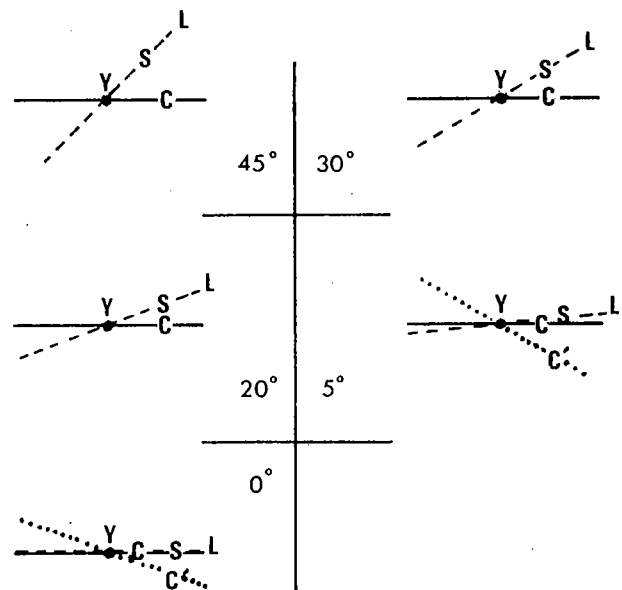
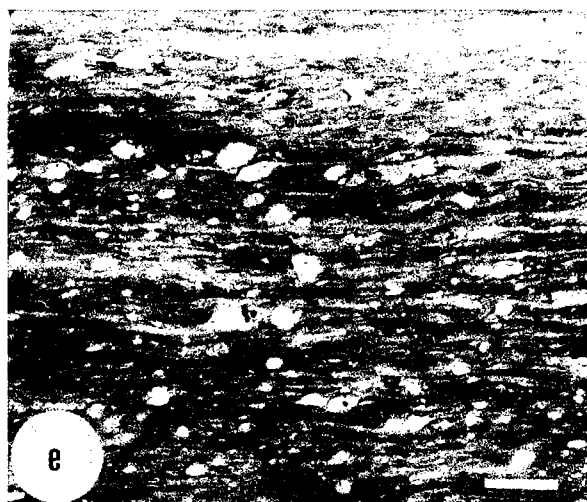
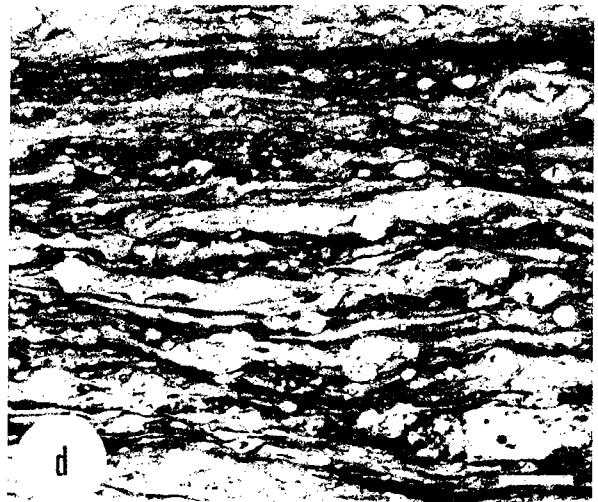
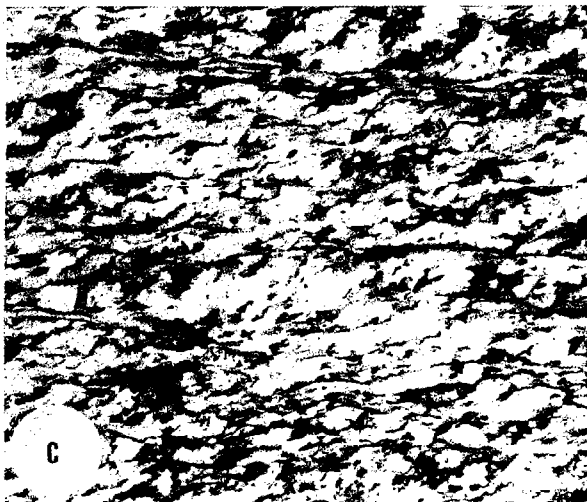
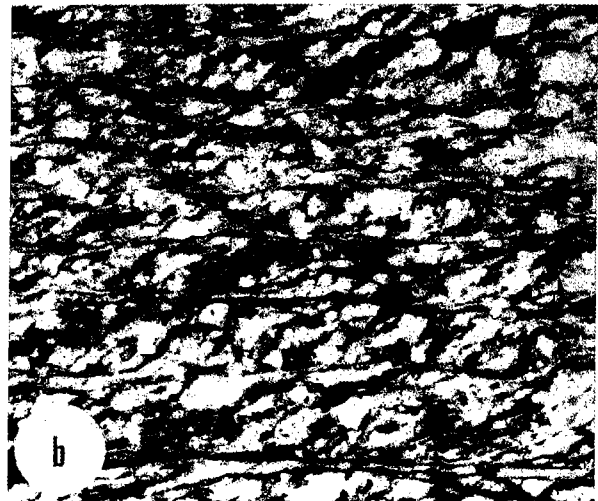
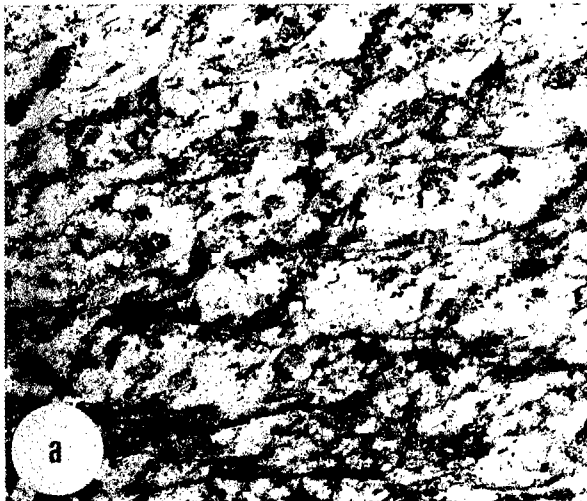


FIG. 3. — Les cinq stades de l'évolution de la déformation envisagée. On remarque que, dans les stades où $\theta = 5$ et 0° , apparaissent des plans de cisaillement secondaires C'. Toutes les photographies sont pareillement orientées le nord vers le haut des clichés. Le segment représente 1 cm.

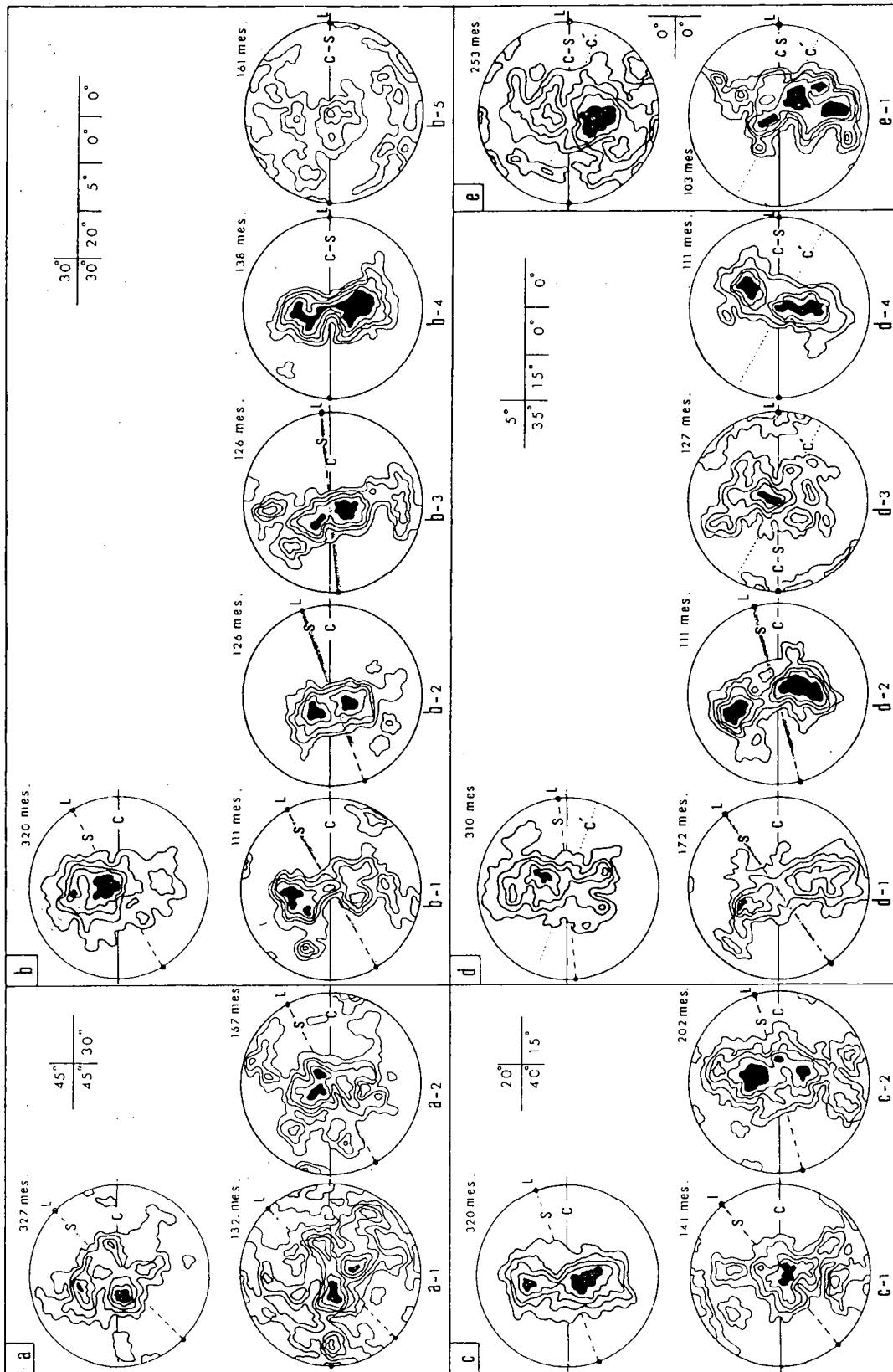


FIG. 4. — Les orientations préférentielles des axes « c » du quartz :

$a = \theta$ moyen = 45° ; a_1, a_2 = diagrammes partiels; $c = \theta$ moyen = 20° ; c_1, c_2 = diagrammes partiels;
 $b = \theta$ moyen = 30° ; b_1, b_2, b_3, b_4 = diagrammes partiels; $d = \theta$ moyen = 5° ; d_1, d_2, d_3, d_4 = diagrammes partiels;
 $e = \theta$ moyen = 0° ; e_1 = diagramme partiel.

Projection en hémisphère inférieure, réseau de Schmidt. Les angles θ pour chacun des diagrammes représentés sont donnés en encart. Courbes à 1 %, 2 %, 3 %, 4 % et 5 % (en noir).

B. *L'évolution des orientations préférentielles des axes « c » du quartz en fonction de l'intensité de la déformation évaluée grâce à l'angle θ moyen (fig. 4).*

Les orientations préférentielles les mieux définies sont celles pour lesquelles l'angle θ a une valeur intermédiaire comprise entre 45° et 0° ; lorsque $\theta = 45^\circ$ (stade peu déformé) et lorsque θ est petit (stade très déformé), on observe alors les orientations préférentielles les plus dispersées.

Au fur et à mesure qu'augmente l'intensité de la déformation non coaxiale, l'angle entre le plan moyen de concentration des axes « c » (plan *m* en fig. 6) et le plan C de cisaillement diminue. La rotation de ce plan moyen est conforme à la rotation qu'implique le cisaillement dextre, et s'opère donc dans le même sens que la rotation des plans S. On confirme ici que l'inclinaison des couronnes d'axes « c » sur le plan S donne le sens du cisaillement (Bouchez 1977 a, b). On note également que la rotation du plan moyen de concentration des axes *c* est très rapide dans les premiers incréments de la déformation pour diminuer ensuite (fig. 6).

Des diagrammes de la figure 6, il ressort également que, si l'angle entre le plan moyen de concentration des axes « C » et le plan C diminue au cours de la déformation, l'angle qu'il fait avec les plans S change également : ceci est dû au fait que la rotation des plans moyens de concentration des axes *c* est moins rapide que la rotation des plans S.

Cette rotation de l'orientation préférentielle moyenne des axes « c » avec l'intensité croissante de la déformation implique que la position de stabilité des lignes de glissement change par rapport au plan de cisaillement. On constate, dans les stades les plus évolués ($\theta = 5^\circ$ et 0°), que la normale au plan *m* (fig. 6) a même dépassé le plan de cisaillement C. Cette apparente anomalie sera discutée plus loin.

C. *L'évolution des orientations préférentielles des axes « c » du quartz en fonction des variations locales de l'angle θ .*

Les modalités du choix en lame mince des lieux de mesures « partielles » sont définies sur la figure 5. Ces mesures ont été faites dans des zones où l'angle θ est localement différent de θ moyen, et ceci à l'échelle de la lame mince. Ces zones sont particulièrement intéressantes car elles constituent des domaines où la déformation est différente de la déformation moyenne observée et directement contrôlée par les anisotropies planaires C et S.

On relève sur les diagrammes d'orientations préférentielles « partiels » les faits principaux suivants (fig. 4 et 6) :

— Les couronnes croisées paraissent mieux définies que dans les diagrammes « totaux ». Il semble donc que l'on caractérise mieux les orientations préférentielles en séparant les zones de mesures ; chaque zone de mesure présente, en liaison avec le caractère plus ou moins hétérogène de la déformation, des orientations préférentielles d'axes « c » particulières.

— Pour un θ moyen donné, les caractères géométriques des orientations préférentielles partielles dépendent plutôt de cet angle moyen ; en d'autres

termes, comme pour les orientations préférentielles totales, c'est pour les valeurs de θ intermédiaires non extrêmes (\neq de 45° ou de 0°) que les fabriques sont les plus typiques : ainsi, par exemple, lorsque l'angle θ moyen est de 45° , on observe, pour un θ local de 30° , des orientations préférentielles moins bien définies que des fabriques locales observables dans le cas où θ moyen est égal à 30° (fig. 4).

— Lorsque les plans C et S sont localement confondus, les orientations préférentielles dans des bandes continues de quartz sont moins dispersées que celles dans les grains de quartz isolés.

— Les relations angulaires entre le plan moyen de concentration des axes « c » et plans S varient avec les changements locaux de l'angle θ : la rotation de ce plan moyen se fait encore conformément au sens de cisaillement et l'on démontre ici aussi que cette rotation est moins rapide que celle du plan S.

Les variations de l'angle entre plan moyen de concentration des axes « c » et plan S pose le problème de la possible activité des plans S qui, s'ils restent des plans principaux X, Y de la déformation, devraient théoriquement rester passifs à chacun des stades de la déformation observée.

— Comme dans le cas des orientations préférentielles totales, on constate un dépassement du plan de cisaillement par la normale au plan moyen de dispersion des axes « c » lorsque l'angle θ est petit.

INTERPRÉTATION DES ORIENTATIONS PRÉFÉRENTIELLES D'AXES « C » DU QUARTZ.

Nous retiendrons de l'analyse des données présentées ci-dessus les conclusions principales suivantes :

1) Si l'on excepte des zones localisées où les grains de quartz sont petits et isolés (zones généralement très peu importantes relativement aux autres et parallèles aux plans C), on peut estimer qu'il n'y a pas de changement fondamental dans les mécanismes de déformation plastique du quartz au fur et à mesure que croît l'intensité de la déformation et ceci aussi bien pour des intensités moyennes (à l'échelle de l'échantillon) que pour des intensités locales (à l'échelle de la lame mince). Par contre, on peut suggérer qu'interviennent des mécanismes du type glissement aux joints ou diffusion dès que la taille des grains devient petite (White, 1976), c'est-à-dire, dans le cas présent, dès que la déformation est importante.

2) Dans le cas traité, on démontre que, pour des plans de cisaillement invariants (correspondant à une des données des conditions aux limites de la déformation), au fur et à mesure que croît l'intensité de la déformation, la fabrique globale tourne conformément au sens de cisaillement. Ceci pose le problème de la généralisation de l'interprétation des normales aux couronnes d'axes « c » en tant que direction proche du plan de cisaillement (Etchecopar, 1977 ; Bouchez, 1977 ; Laurent et Etchecopar, 1976 ; Burg et Laurent, 1978).

3) Dans la plupart des cas, la normale au plan moyen de concentration des axes « c » est comprise dans l'angle aigu entre les plans C et S. Ceci est conforme, étant donné le sens de cisaillement, aux don-

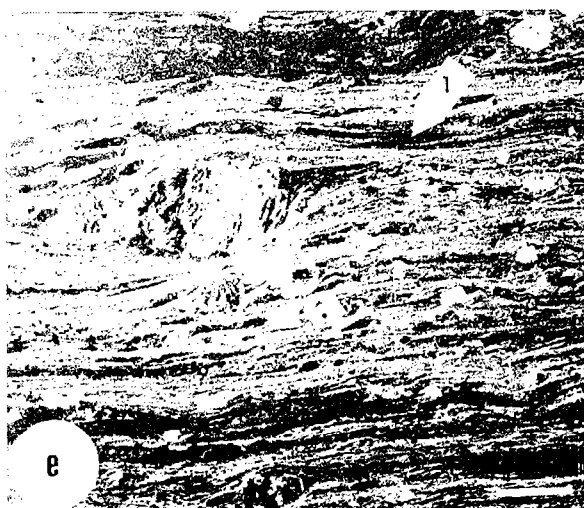
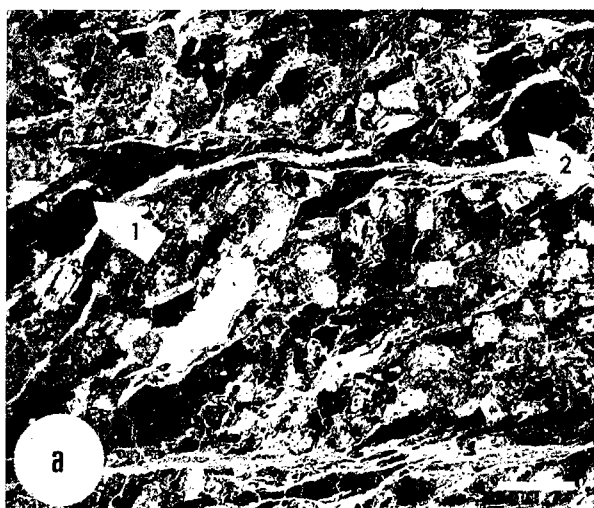


FIG. 5. — Les cinq stades de l'évolution de la déformation en lame mince. A chacun de ces stades, on a localisé les rubans de quartz où ont été mesurées les orientations préférentielles des axes c (la numérotation est conforme à celle des diagrammes sur fig. 4). Le segment représente 2,5 mm.

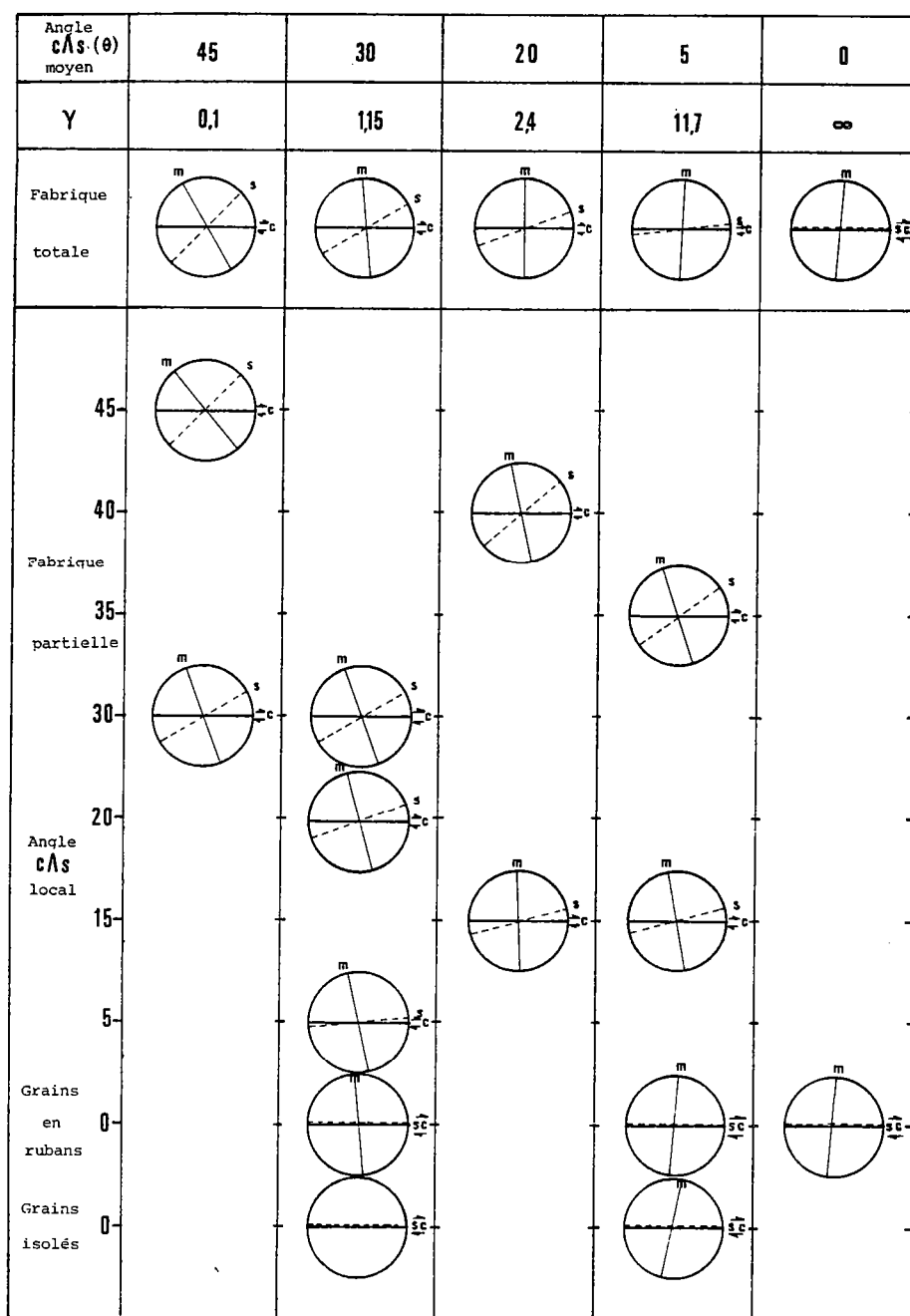


FIG. 6. — Évolution des plans moyens de concentration des axes c du quartz (plan m) en fonction de l'angle θ (angle CAS). La première ligne horizontale représente cette évolution pour un θ moyen de 45, 30, 20, 5 et 0° (fabrique totale). Les lignes verticales correspondent à l'évolution lorsque θ varie (de 45 à 0°) localement (fabrique partielle) pour chaque cas moyen.

Le γ est estimé en fonction de l'angle θ moyen.

nées fournies par les simulations en déformation non coaxiale en deux dimensions (Etchecopar, 1977).

On note cependant que lorsque θ est très petit, ceci n'est localement plus vrai ; il existe alors des problèmes et l'interprétation des dissymétries peut conduire à une erreur. Si l'on considère que la plupart des gneiss sont des roches très déformées, les dissymétries de fabriques doivent alors être utilisées avec prudence : il faut alors établir clairement la signification de l'anisotropie planaire exprimée, et généralement unique, dans ce type de roche.

4) Lorsque $\theta = 0$, la normale du plan moyen de concentration des axes « c » dépasse le plan de cisaillement (fig. 6). On constate, à ces stades de déformation, qu'il apparaît, à l'échelle de la lame mince, une nouvelle famille de plans de cisaillements pénétratifs (les plans C') dextres, à intersection Y avec les plans C et faisant un angle de 30° environ avec ces plans (fig. 7).

L'apparition de telles structures planaires (plan C') peut permettre d'expliquer ce dépassement incompatible avec les modèles couramment admis.



FIG. 7. — Allure et position moyenne des plans C' dans les stades très déformés par rapport aux plans C-S confondus.

5) La rotation progressive des plans moyens de concentration des axes « c » pourrait être à la limite interprétée comme une rotation passive de la fabrique acquise au cours des premiers incréments de la déformation. Nous préférons faire appel à une déformation

progressive essentiellement par glissement intracristallin, étant donné la différence de vitesse de rotation entre les plans S et ce plan moyen de concentration des axes « c ».

En conclusion, nous avons démontré que, dans le cas d'une déformation progressive non coaxiale « gneissifiante », l'apparition et l'évolution des microstructures planaires influencent directement l'évolution des orientations préférentielles du quartz. L'interprétation des relations géométriques entre les orientations préférentielles du quartz et les anisotropies exprimées (telles que les foliations) doit donc nécessairement passer par l'étude de la signification mécanique de ces anisotropies.

Reçu le 2 octobre 1978.

Accepté le 15 janvier 1979.

III-2

Publié avec l'aimable autorisation de :
Pergamon Journals Ltd.

Deformation of leucogranites of the crystalline Main Central Sheet in southern Tibet (China)

J. P. BURG

Laboratoire Géologie Structurale, U.S.T.L., Place E. Bataillon, 34060 Montpellier Cédex, France

M. BRUNEL

Laboratoire Géologie Structurale, 2 Place Jussieu, Université Paris VII, 75230 Paris Cédex, France

D. GAPAIS

Laboratoire Géologie Structurale, Université des Sciences Rennes, Campus Beaulieu, 35042 Rennes Cédex, France

and

G. M. CHEN and G. H. LIU

Ministry of Geology, Beijing, China

(Received 10 May 1983; accepted in revised form 10 October 1983)

Abstract—Towards the top of the Main Central Sheet in southern Tibet (China) leucogranites intrude metamorphic rocks related to rocks of the Main Central Thrust in the Himalayas. Our study shows that the leucogranites suffered a northward shear deformation. The significance of this event is discussed in terms of gravity-driven décollement of the 10,000 m thick Tethyan sedimentary pile over its crystalline basement.

INTRODUCTION

THE DETERMINATION of shear sense within thrust sheets is fundamental to the understanding of orogenesis. Considerable work has been carried out investigating ductile deformation and the resulting symmetry of fabrics within nappes and contact zones (e.g. Christie 1963, Escher *et al.* 1975, Marjoribanks 1976, Laurent & Etchecopar 1976, Brunel 1980, Coward & Kim 1981, Boullier & Quenardel 1981, Bouchez & Pecher 1981, Behrmann & Platt 1982). The purpose of this paper is to show that in the upper part of such structures, non-coaxial deformation criteria contrary to the regional sense of thrust sheets emplacement can be encountered. An example from southern Tibet is used. Our analysis of the fabric anomalies is based on the microtectonic description of leucogranites and crystallographic preferred orientations of plastically deformed quartz in the granites.

GEOLOGICAL SETTING

The Tethyan sedimentary sequence, essentially continuous from the Ordovician to Eocene (Mu *et al.* 1973), is underlain in southern Tibet (China) by the metamorphic basement of the Main Central Sheet. This crystalline nappe comprises pelitic metasediments, garnet-kyanite gneisses (\pm staurolite or sillimanite) marbles, quartzites, sillimanite-muscovite migmatites, some with garnet-bearing basic boudins, and augen granites

gneisses which may be of Early Palaeozoic age, like similar series in Nepal (Pecher & Lefort 1977). This series has been recognized all along the 2000-km Himalayan Range (Gansser 1964) and is considered to be polymetamorphic (Gansser 1964, Fuchs 1981, Brunel 1983). During the summers of 1980 and 1981, six areas of the upper part of the Main Central Sheet between Lhoza (90°50'E = XT 125, Fig. 1) and Nyalam (86°E = XT B9 Fig. 1) were visited by Chinese and French geologists. Metamorphic rocks are intruded and hornfelsed by leucogranites with similar characteristics to those described in Nepal (Le Fort 1973, 1981) and in Bhutan (Dietrich & Gansser 1981). Plutons form lenticular sheets several metres thick dipping gently to the north (Fig. 2), or large aplo-pegmatitic networks of dykes, parallel to bedding or foliation in the highly deformed metamorphic country rocks (Fig. 3a). These granite sheets correspond to the Himalayan granites dated elsewhere as of Oligocene to Miocene age (31–17 Ma, Krummenacher 1971, Chang *et al.* 1977, Vidal 1978, Xu *et al.* 1983).

The plutons studied have a relatively constant mineral composition of quartz (30–35%), weakly zoned An_{10–20} plagioclase (30–40%), perthitic K-feldspar, muscovite (5–10%) and partially chloritized biotite (5%). Accessory minerals (apatite, zircon and opaques) are rare. Tourmaline may be present (up to 15% in Lhoza). The rocks are generally of medium grain size. It has been proposed that they formed by anatexis immediately above the Main Central Thrust (M.C.T.) (Le Fort 1975,

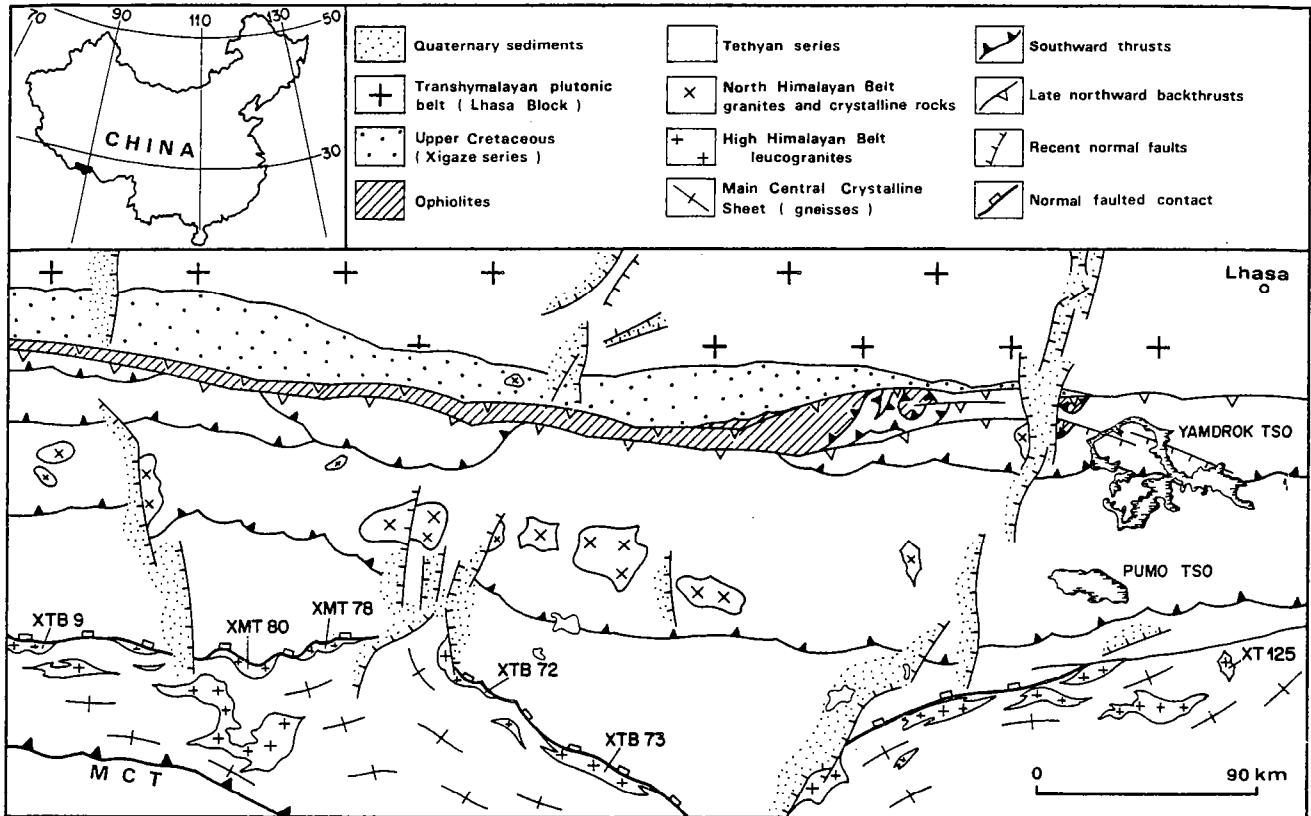


Fig. 1. Structural sketch map of southern Tibet and the location of the studied leucogranites.

Allègre & Ben Othman 1980, Dietrich & Gansser 1981, Vidal *et al.* 1982).

From Lhoza to Nyalam all the leucogranites observed are emplaced within a 2–3 km thick sequence of dark schists and/or of pyroxene–garnet marbles which belong to the so-called Sinian (of Late Precambrian age? Yin & Kuo 1978). They are always restricted to the same lithological and structural position, a few hundred metres above the augen gneisses and the sillimanite gneisses of the Main Central Sheet and below the fossiliferous mid-Ordovician rock at the base of the Tethyan sequence.

Towards the bottom of the Sinian succession, the laccoliths and pegmatitic veins intrude anatectic sillimanite gneisses and diopside marbles (Lhoza), and are in metamorphic equilibrium with the surrounding rocks. Emplacement of the plutons was contemporaneous with the high temperature, intermediate to low pressure

metamorphism (sillimanite + cordierite + garnet, Brunel 1983) and was associated with southward-directed reverse shear zones in which fibrolite is parallel to a N030°E stretching lineation.

In upper levels, the laccoliths do not intrude Tethyan sediments. Contact metamorphism in Lhoza produced large crystals of chiastolite cross cutting the foliation of the Sinian schists; elsewhere staurolite and chloritoid are common porphyroblasts. The contact between the Sinian rocks and the overlying Ordovician limestones (which possess a weak cleavage dipping more steeply northward than bedding) is clearly a northward-dipping fault which separates two zones with different structural and metamorphic histories. To the north, the Tethyan series have suffered a single and weak penetrative deformation (spaced fracture cleavage) whereas to the south, rocks underwent polyphase synmetamorphic deformation associated with the development of the M.C.T.

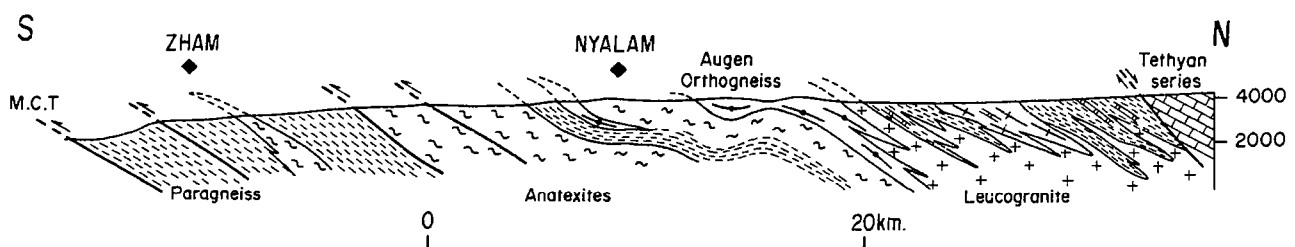


Fig. 2. Location of the studied leucogranites on a simplified section of the Main Central Crystalline Sheet (locality XTB 9 in Fig. 1).

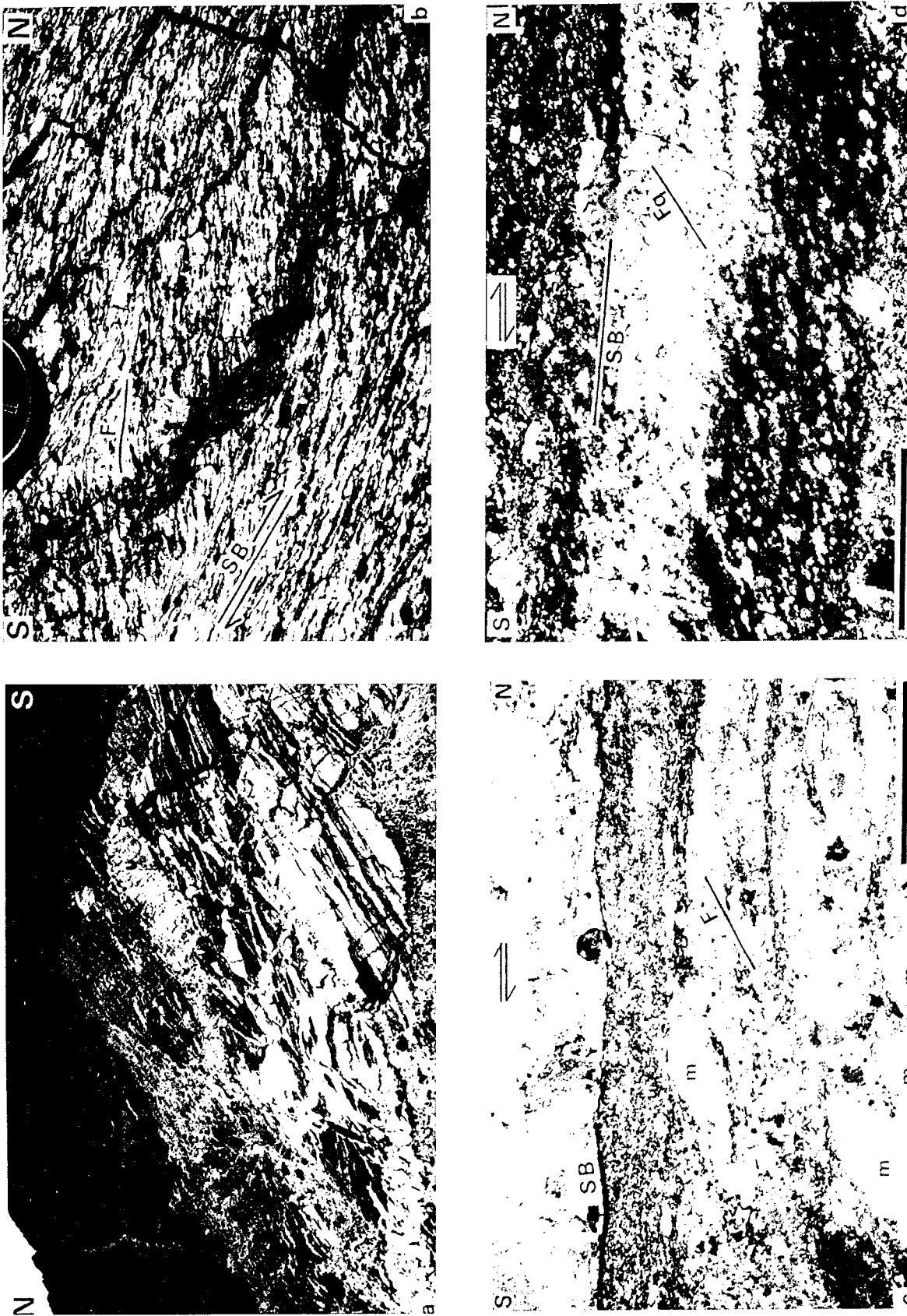


Fig. 3. (a) Typical leucogranite laccolith and veins intrusive into schists, calc-schists and marbles of the Simian sequence at the top of the Main Central Crystalline Sheet (Plum Qü Valley, XTB 73). (b) Mesoscopic structure of the XTB 72 leucogranite showing foliation and shear plane relationships; XZ section of the rock. (c) Comminution of micas and K-feldspar grains within the shear bands. Note the juxtaposition of zones with continuous and discontinuous deformation mechanisms. F, foliation; SB, shear band; m, muscovite. XTB9 sample. Scale is 1 mm. (d) Polycrystalline quartz ribbons parallel to the shear bands. The grains define a shape fabric (F_q) oblique to the shear bands. XMT 80 sample. Scale is 0.4 mm.

MACROSCOPIC STRUCTURES

Towards the bottom of the Sinian sequence, the main cleavage of the surrounding rocks enters the plutons and passes into their foliation. Dykes here are isoclinally folded and the leucogranites themselves show a weak deformation, synkinematic with the southwards shearing of the M.C.T.

Towards the upper part of the Main Central Sheet the granites show a marked planar and linear fabric, two sets of planar structures being observed. A subhorizontal foliation plane (F) defined by the average flattening plane of the grains and preferred orientation of micas (Fig. 3b) is considered to represent the XY plane of the finite strain ellipsoid ($X \geq Y \geq Z$). Shear bands (S.B.) are regularly spaced (Fig. 3b) and generally dip gently northward at $15\text{--}30^\circ$. Shear bands and foliation intersect along the intermediate strain axis Y . The relationship between S.B. and F is the one which is classically observed in a shear deformation, the direction and sense of shearing being as indicated in Fig. 3(b) (Berthé *et al.* 1979, White *et al.* 1980, Burg *et al.* 1981).

A mineral lineation (L) (N020°E to N050°E according to the considered region) marked by a streaking of felsic and mafic minerals and by the long axes of quartz lenses and blebs of micas is developed within the F planes. This mineral stretching lineation is equated with the X axis of the finite strain ellipsoid.

Fibres and slickenside striations formed on the S.B. planes parallel the L direction within F planes, showing that the movement direction on shear planes is consistent with the direction of bulk flow.

The consistent asymmetry of non-coaxial deformation criteria (sigmoidal micas and polycrystalline aggregates, rotated porphyroclasts and pressure shadows) in the XZ plane (i.e. parallel to L and orthogonal to F) shows clearly that the planar and linear fabrics of all the studied leucogranite laccoliths denote a northward shearing event (Fig. 3b).

MICROSTRUCTURES

In thin-sections, microstructures associated with foliation development indicate plastic deformation (Figs. 3c & d). It is thought that foliation planes probably formed early in the history of progressive deformation, during ascent and emplacement of granites.

Comminution of the mica and feldspar grains (Fig. 3c) shows that shear bands are mainly due to a discontinuous deformation mechanism at a grain scale. These discontinuities are $50\text{--}100\text{ }\mu\text{m}$ wide and make an angle of $15\text{--}30^\circ$ with the foliation. Textural relationships and retrogression of micas within shear bands clearly show that their development followed the appearance of the foliation during the progressive deformation history.

The foliation follows a sigmoidal trend across some shear bands, the pattern being comparable to that observed in continuous ductile shear zones by Ramsay & Graham (1970). It is thought that shear bands result

from progressive deformation which leads to more heterogeneous strains at the grain scale. Quartz appears as elongated polycrystalline ribbons of fine grains ($10\text{--}20\text{ }\mu\text{m}$) parallel to the shear bands. In the XZ strain plane, these small grains define themselves a grain shape fabric (F_q) oblique to the shear bands. The angle between F_q and S.B. is smaller than that between F and S.B. These obliquities also indicate a northward sense of shear (Fig. 3d) (e.g. Brunel 1980, 1983).

Micas are deformed, showing sigmoidal shapes. Their tips form elongate fine-grained aggregates scattered along shear planes (Fig. 3c). Feldspar porphyroclasts are truncated with cracks welded by quartz. Large fragments show little internal deformation. Pressure shadows around tourmaline and feldspar porphyroclasts are generally asymmetric. These microstructures clearly indicate that a northward shearing affected the magmatic mineralogical association and thus postdated the ascent of the granites.

LATTICE PREFERRED ORIENTATION OF QUARTZ

c-axis fabrics

Quartz *c*-axis fabrics have been measured in the XZ plane of strain using a universal stage. Measurements relate to rocks where polycrystalline ribbons of quartz (width $\approx 100\text{ }\mu\text{m}$) are generally parallel to the foliation, F . Two types of diagram resulted from the analysis (Fig. 4). The first type (XTB 72, XMT 78, XTB 9) shows a pronounced scattering of *c*-axes within one or two girdles at a high angle to the mesoscopic shear direction (S.B.) with a maximum close to Y (about 8% of the measurements). The intersection of these girdles with the foliation at right angles to the lineation demonstrates that the fabric is genetically related to the present macroscopic structural elements. Following the prediction by computer modelling (Etchecopar 1977, Lister & Hobbs 1980) and as shown for natural shear zones in quartz-rich rocks (e.g. Bouchez 1977, Burg & Laurent 1978, Lister & Price 1978, Lister & Williams 1979) we interpret the asymmetry of the pattern as a criterion of non-coaxial deformation. The obliquity towards the north of the girdle which contains the maxima indicates a northward sense of shear. In the second type (XT 125, XTB 73, XMT 80) quartz *c*-axes tend to form incomplete girdles orthogonal to the shear bands and present a strong maximum (more than 10% of the measurements) around the Y axis of finite strain.

These diagrams relate to strongly deformed granite with a polycrystalline ribbon texture characterized by an oblique grain-shape fabric (F_q) and a small grain size ($\approx 10\text{ }\mu\text{m}$). Both the angle $F_q \angle \text{S.B.}$ and the obliquity between F_q and the girdle of *c*-axes are consistent with a northward sense of shear. Locally F_q has been seen to rotate towards S.B. which suggests inhomogeneous shear strain at the ribbon scale.

MACROSCOPIC STRUCTURES

Towards the bottom of the Sinian sequence, the main cleavage of the surrounding rocks enters the plutons and passes into their foliation. Dykes here are isoclinally folded and the leucogranites themselves show a weak deformation, synkinematic with the southwards shearing of the M.C.T.

Towards the upper part of the Main Central Sheet the granites show a marked planar and linear fabric, two sets of planar structures being observed. A subhorizontal foliation plane (F) defined by the average flattening plane of the grains and preferred orientation of micas (Fig. 3b) is considered to represent the XY plane of the finite strain ellipsoid ($X \geq Y \geq Z$). Shear bands (S.B.) are regularly spaced (Fig. 3b) and generally dip gently northward at $15\text{--}30^\circ$. Shear bands and foliation intersect along the intermediate strain axis Y . The relationship between S.B. and F is the one which is classically observed in a shear deformation, the direction and sense of shearing being as indicated in Fig. 3(b) (Berthé *et al.* 1979, White *et al.* 1980, Burg *et al.* 1981).

A mineral lineation (L) (N020°E to N050°E according to the considered region) marked by a streaking of felsic and mafic minerals and by the long axes of quartz lenses and blebs of micas is developed within the F planes. This mineral stretching lineation is equated with the X axis of the finite strain ellipsoid.

Fibres and slickenside striations formed on the S.B. planes parallel the L direction within F planes, showing that the movement direction on shear planes is consistent with the direction of bulk flow.

The consistent asymmetry of non-coaxial deformation criteria (sigmoidal micas and polycrystalline aggregates, rotated porphyroclasts and pressure shadows) in the XZ plane (i.e. parallel to L and orthogonal to F) shows clearly that the planar and linear fabrics of all the studied leucogranite laccoliths denote a northward shearing event (Fig. 3b).

MICROSTRUCTURES

In thin-sections, microstructures associated with foliation development indicate plastic deformation (Figs. 3c & d). It is thought that foliation planes probably formed early in the history of progressive deformation, during ascent and emplacement of granites.

Comminution of the mica and feldspar grains (Fig. 3c) shows that shear bands are mainly due to a discontinuous deformation mechanism at a grain scale. These discontinuities are $50\text{--}100\text{ }\mu\text{m}$ wide and make an angle of $15\text{--}30^\circ$ with the foliation. Textural relationships and retrogression of micas within shear bands clearly show that their development followed the appearance of the foliation during the progressive deformation history.

The foliation follows a sigmoidal trend across some shear bands, the pattern being comparable to that observed in continuous ductile shear zones by Ramsay & Graham (1970). It is thought that shear bands result

from progressive deformation which leads to more heterogeneous strains at the grain scale. Quartz appears as elongated polycrystalline ribbons of fine grains ($10\text{--}20\text{ }\mu\text{m}$) parallel to the shear bands. In the XZ strain plane, these small grains define themselves a grain shape fabric (F_q) oblique to the shear bands. The angle between F_q and S.B. is smaller than that between F and S.B. These obliquities also indicate a northward sense of shear (Fig. 3d) (e.g. Brunel 1980, 1983).

Micas are deformed, showing sigmoidal shapes. Their tips form elongate fine-grained aggregates scattered along shear planes (Fig. 3c). Feldspar porphyroclasts are truncated with cracks welded by quartz. Large fragments show little internal deformation. Pressure shadows around tourmaline and feldspar porphyroclasts are generally asymmetric. These microstructures clearly indicate that a northward shearing affected the magmatic mineralogical association and thus postdated the ascent of the granites.

LATTICE PREFERRED ORIENTATION OF QUARTZ

c-axis fabrics

Quartz *c*-axis fabrics have been measured in the XZ plane of strain using a universal stage. Measurements relate to rocks where polycrystalline ribbons of quartz (width $\approx 100\text{ }\mu\text{m}$) are generally parallel to the foliation, F . Two types of diagram resulted from the analysis (Fig. 4). The first type (XTB 72, XMT 78, XTB 9) shows a pronounced scattering of *c*-axes within one or two girdles at a high angle to the mesoscopic shear direction (S.B.) with a maximum close to Y (about 8% of the measurements). The intersection of these girdles with the foliation at right angles to the lineation demonstrates that the fabric is genetically related to the present macroscopic structural elements. Following the prediction by computer modelling (Etchecopar 1977, Lister & Hobbs 1980) and as shown for natural shear zones in quartz-rich rocks (e.g. Bouchez 1977, Burg & Laurent 1978, Lister & Price 1978, Lister & Williams 1979) we interpret the asymmetry of the pattern as a criterion of non-coaxial deformation. The obliquity towards the north of the girdle which contains the maxima indicates a northward sense of shear. In the second type (XT 125, XTB 73, XMT 80) quartz *c*-axes tend to form incomplete girdles orthogonal to the shear bands and present a strong maximum (more than 10% of the measurements) around the Y axis of finite strain.

These diagrams relate to strongly deformed granite with a polycrystalline ribbon texture characterized by an oblique grain-shape fabric (F_q) and a small grain size ($\approx 10\text{ }\mu\text{m}$). Both the angle $F_q \angle \text{S.B.}$ and the obliquity between F_q and the girdle of *c*-axes are consistent with a northward sense of shear. Locally F_q has been seen to rotate towards S.B. which suggests inhomogeneous shear strain at the ribbon scale.

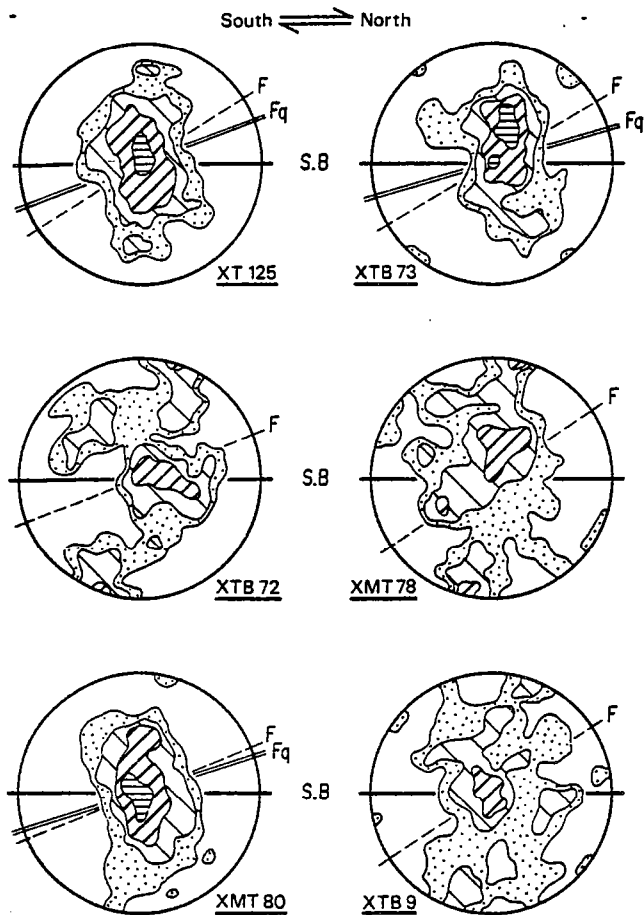


Fig. 4. Quartz c-axis fabrics. 240 measurements for each diagram. Contours at 1, 2, 4 and 10% per 1% area. F, foliation; SB, shear bands; F_q , plane containing the long axes of quartz grains. Schmidt net, lower hemisphere.

a-axis fabrics

Preferred orientations of quartz *a*-axes have been measured by X-ray texture goniometry using the reflexion mode. Results (Fig. 5) outline a strong geometric dependence of the *c*-axis distribution on that of *a*-axes; *a*-axes being preferentially located in the *XZ* strain plane. This is consistent with the *Y* maximum preferred orientation of *c*-axes, although the two types of *c*-axis patterns inferred from the U-stage measurements are not distinguishable. A statistically dominant prismatic slip in an *a* direction is verified by the concentration of *a*-axes close to the mesoscopic shear direction (S.B.). *a*-axes patterns for samples XTB 72 and XMT 80 show that this maximum is close to the pole of the girdle containing the maximum concentration of *c*-axes. Assuming that the greatest concentration of *a*-axes marks the flow direction, this submaximum oblique to the foliation plane (*F* equated here to the *XY* plane of finite strain) clearly indicates rotational flow (Bouchez 1978), from south to north in the present case. The obliquity is not clear for samples XT 125, XTB 73 and XTB 9 and may be related to a lack of, or the poor development of, shear bands within the specimen used for texture goniometry analysis (Gapais & White 1982) which can be seen to have been homogeneously deformed at that scale.

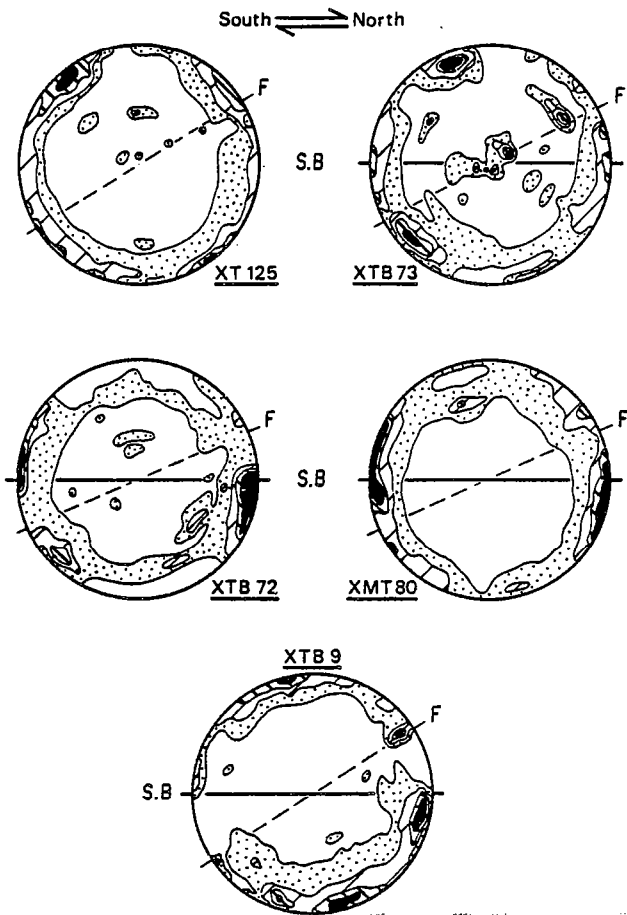


Fig. 5. Quartz *a*-axis fabrics. Contours at 1, 1.5, 2 and 2.5% per 1% area. X u.d. F, foliation; SB, shear bands.

Lattice preferred orientation of quartz suggests that the concentration of *c*-axes close to *Y* may increase with increasing amount of strain associated with shear bands as qualitatively estimated from their spacing. Prismatic glide in an *a* direction should be then as dominant deformation mechanism (White 1975). This is consistent with $T \leq 450^\circ\text{C}$ and $P \approx 5$ kbars deformation conditions (Bhattacharyya & Pasayat 1968, Tullis *et al.* 1973, Bouchez & Pecher 1981).

DISCUSSION

The planar and linear fabric of the studied leucogranites indicates that, between $86^\circ 00'$ and $90^\circ 50'E$, relative movement of the hangingwall towards the north developed mylonitic gneisses up to hundreds of metres thick to the top of the Main Central Sheet. At first sight, a northward-shearing deformation younger than the Oligocene–Miocene leucogranites appears to be incongruous with the ubiquitous southward thrusting recognized along the Himalayas (Gansser 1964). This normal faulting in the high Himalayas, parallel and contemporaneous with thrusting in the Lesser Himalayas, can be represented by two-dimensional model in the vertical plane which contains the N–S movement direction (Fig. 6). Coordinate axes are selected with *X* and *Z* parallel and orthogonal respectively to the surface of the earth.

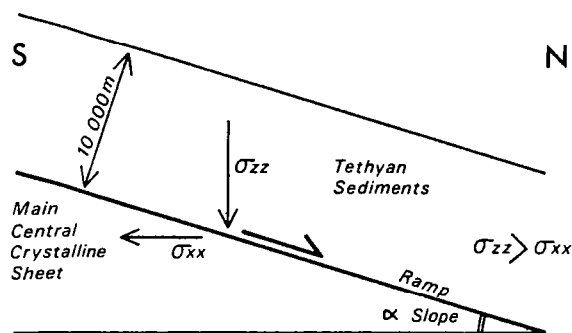


Fig. 6. Tentative explanation of the observed deformation. For details see text.

Assuming that the tectonic effect has only horizontal components and that the horizontal stress (σ_{xx}) and the vertical stress (σ_{zz}) are principal stresses, then the shear stress (τ) on a plane dipping at α is (Nadai 1950, vol. 1, p. 95);

$$|\tau| = 1/2(\sigma_{xx} - \sigma_{zz}) \sin 2\alpha, \quad (1)$$

and for sliding on the plane (Nadai 1950, vol. 2, p. 219).

$$|\tau| = |c + \sigma\mu|, \quad (2)$$

where σ is the normal stress on the plane, μ is the coefficient of internal solid (Coulomb type) friction and c is a positive material constant. From equation (1) it can be seen that normal faulting at the top of the Main Central Sheet implies that $\sigma_{zz} > \sigma_{xx}$ and that $|\tau| < 0$. Thrust faulting along the M.C.T. suggests that the horizontal stress exceeded the vertical stress, or $|\tau| > 0$. Such a stress field in a thrust sheet is of geological interest because it appears to be contrary to the stress field calculated for the upper part of the crust with a superposed uniaxial tectonic stress (Means 1976, pp. 115–117).

The value of the vertical stress can be estimated as

$$\sigma_{zz} = \int_0^z \rho(z)g \, dz. \quad (3)$$

In addition we also conclude that along the normal shear planes of the leucogranites

$$\sigma_{zz} \sin \alpha \geq \sigma_{xx} \cos \alpha, \quad (4)$$

and that along the M.C.T. planes

$$\sigma_{zz} \sin \alpha \leq \sigma_{xx} \cos \alpha. \quad (5)$$

These equations allow us to calculate two limiting conditions for the variation of σ_{xx} through the Main Central Sheet at the time when the studied deformation occurred.

Calculating σ_{zz} for an average $\rho \approx 1.95$ for the Tibetan sediments and $\rho \approx 2.7$ for the 5000 m thick Main Central Sheet, we get for 15–30° dipping shear planes:

$$\begin{aligned} \sigma_{xx} < 0.530 \text{ kbar if } \alpha = 15^\circ & \quad \sigma_{xx} < 1.150 \text{ kbar if } \alpha = 30^\circ \\ \sigma_{xx} > 0.910 \text{ kbar if } \alpha = 15^\circ & \quad \sigma_{xx} > 1.970 \text{ kbar if } \alpha = 30^\circ, \end{aligned}$$

respectively at the top and at the bottom of the Main Central Sheet. The leucogranites could have been emplaced in a zone where $\sigma_{zz} > \sigma_{xx}$, thus allowing the gravity décollement of the upper series.

CONCLUSIONS

In Tibet (China) leucogranites restricted to the upper part of the Main Crystalline Sheet display a marked planar and linear fabric which resulted from progressive northward shear deformation. Deformation took place during ascent and emplacement of the granites; late evolution occurred after plutonism. The deformation history is related to northward normal faulting in the High-Himalayas, parallel and contemporaneous with compressive deformation on a regional scale and corresponding to a gravity-driven décollement of the 10,000 m thick Tethyan sedimentary pile from the crystalline basement. This gravitational effect is probably related to yield surfaces when high relief was formed and when the contact zone acquired a north-dipping slope related to a possible ramp of the M.C.T. (Fig. 6).

Acknowledgements—The CNRS (INAG) and Chinese Academy of Geological Sciences supported this work (French–Chinese Project on Tibet 1980–1982). We thank L. Harris, J. P. Brun and Ph. Matte for thorough reviews and discussions which greatly improved the manuscript. Preliminary results were presented at the International Conference on Planar and Linear fabrics of Deformed Rocks in Zürich (1982).

III-3

Publié avec l'aimable autorisation de :

l'Académie des Sciences de Paris.

GÉOLOGIE STRUCTURALE. — *Tectonique hercynienne et déformation cisailante : la faille ductile senestre de la Marche (Massif Central français).* Note(*) de Pierre Choukroune, Denis Gapais et Philippe Matte, présentée par Georges Millot.

Le long de la faille de la Marche, les leucogranites hercyniens montrent des structures et des orientations préférentielles du quartz caractéristiques d'un décrochement ductile senestre. A l'échelle de la chaîne, l'organisation géométrique conjuguée des grands décrochements ductiles indique une forte rotation des directions principales de déformation entre le Massif Armoricain et le Massif Central.

STRUCTURAL GEOLOGY. — *Hercynian Ductile Deformation of Granites within the Marche Fault (French Central Massif): Evidence for Sinistral Transcurrent Shearing.*

Along the Marche fault, structures and quartz fabric patterns within Hercynian syntectonic granites give evidence of large ductile transcurrent sinistral shearing. On a larger scale, the general geometry of fault pattern reflects a large rotation of bulk principal strain axes along the Hercynian belt between the Armorican Massif and the Central Massif.

INTRODUCTION. — Dans le segment hercynien de l'arc ibéro-armoricain, l'épisode de déformation d'âge 310 M.A. est principalement responsable d'un plissement régional, accompagné par de grands décrochements ductiles qui affectent les leucogranites syntectoniques ([1] à [4]). Ces derniers constituent de bons marqueurs de la déformation associée à ces cisaillements, dont l'organisation (situation, direction et sens) définit une géométrie caractéristique du champ de déformation intracontinentale hercynienne.

Parmi les problèmes posés par l'organisation géométrique des cisaillements ductiles dans le segment de chaîne considéré, il en est un majeur : on sait que l'évolution structurale de la partie armoricaine est liée au fonctionnement de grands décrochements dextres de direction moyenne N 100; ce sont les cisaillements sud et nord-armoricains (fig. 1) ([2], [4]). Mais leur équivalent dans le Massif Central est incertain. La faille de la Marche, de direction N 80-N 90 (fig. 1), a été récemment interprétée comme un décrochement dextre [5], en continuité avec les cisaillements sud-armoricains.

Dans cet article, nous allons montrer que :

- les leucogranites situés au sud de la faille de la Marche montrent une séquence progressive de mylonitisation très comparable à celle décrite dans la plupart des granites impliqués dans les cisaillements de cet âge;
- le sens de déplacement le long de cette faille verticale est senestre;
- la faille de la Marche ne pouvant, de ce fait, constituer le prolongement du cisaillement sud-armoricain, les directions de raccourcissement régional liées à cet événement hercynien tournent sensiblement entre le Massif Armoricain et le Massif Central.

STRUCTURES MACROSCOPIQUES ET SÉQUENCE DE MYLONITISATION. — Dans le leucogranite situé immédiatement au sud de la faille de la Marche (fig. 1), une bande étroite est affectée par une déformation mylonitique progressive. A l'échelle de l'échantillon, la séquence observable peut être ainsi décrite, depuis les faciès isotropes non déformés jusqu'aux faciès ultramylonitiques (fig. 1) :

- apparition de bandes de cisaillement subverticales conjuguées (bandes C) [2] d'orientations N 80 (senestres) et N 110 (dextres), entre lesquelles se développe une schistosité frustre (S) d'orientation moyenne N 100; cette dernière, définie par le plan moyen d'aplatissement et d'allongement des grains, peut faire un angle d'environ 40° avec les bandes C dans les stades peu déformés;

— développement croissant des bandes de cisaillement senestre N 80 dont l'espacement diminue régulièrement en même temps que la schistosité S tourne pour devenir parallèle aux bandes C et que la taille moyenne du grain décroît.

Schistosité et bandes de cisaillement portent des linéations d'étirement généralement subhorizontales; leur plongement peut cependant être localement plus fort (30° à 40° vers l'Est). Les faciès fortement déformés à grain fin, où la schistosité S est parallèle aux bandes C, sont situés près de l'accident majeur : à cet endroit, l'anisotropie unique C-S est parallèle à la trace cartographique de ce dernier.

Le gradient de déformation observé, les trajectoires de schistosité, l'allure sigmoïde de celle-ci entre les bandes de cisaillement, les dissymétries des structures à l'échelle du grain (queues de cristallisation, micas sigmoïdes) montrent clairement que la direction N 80 est une direction de cisaillement majeur senestre (fig. 1).

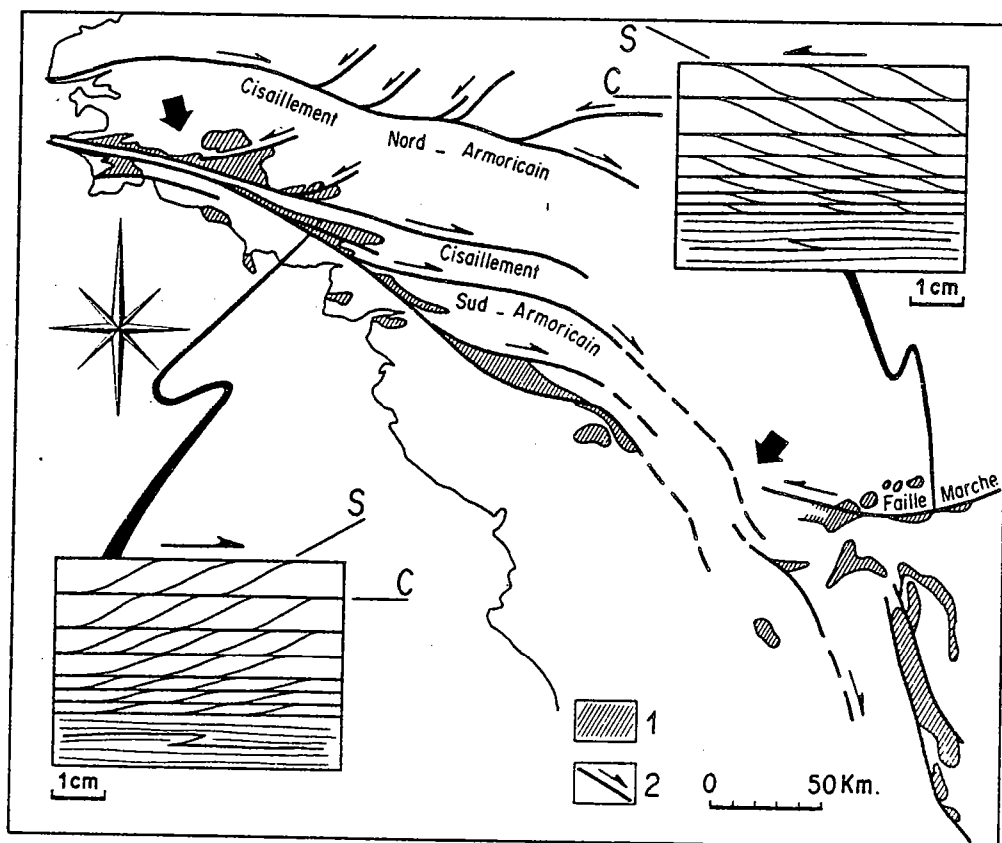


Fig. 1. — La faille de la Marche et les structures de déformation progressive associées dans les leucogranites hercyniens (encart). 1, leucogranites hercyniens; 2, failles ductiles majeures hercyniennes. L'orientation régionale des directions principales de raccourcissement (grosses flèches) est déduite de la géométrie des systèmes de failles transcurrentes conjuguées.

Fig. 1. — The Marche vertical fault and associated macroscopic structures within Hercynian leucogranites (inserts). 1, Hercynian leucogranites; 2, major Hercynian ductile faults. Directions of bulk principal shortening (heavy arrows) are inferred from the geometry of conjugate transcurrent fault systems.

ORIENTATIONS PRÉFÉRENTIELLES DU QUARTZ. — Les orientations préférentielles de réseau du quartz ont été analysées par goniométrie de texture en réflexion [6]. L'analyse a porté sur les distribution d'axes $\langle a \rangle$ et $\langle 10\bar{1}4 \rangle$ (comparable à celle des axes $\langle c \rangle$, [6]) pour des stades successifs de mylonitisation croissante.

Les orientations préférentielles sont très inégalement développées. En particulier, elles s'estompent ou deviennent complexes dans les stades mylonitiques, en liaison avec la brutale diminution de la taille du grain (fig. 2c) ([7] à [10]). Par ailleurs, des perturbations locales de petite échelle (plissement des rubans de quartz, kink-bands) affectent fortement les orientations préférentielles. Ainsi, seuls les échantillons où l'association bandes de cisaillement — schistosité est présente et non perturbée peuvent fournir des résultats représentatifs de la déformation ductile synschisteuse (fig. 2).

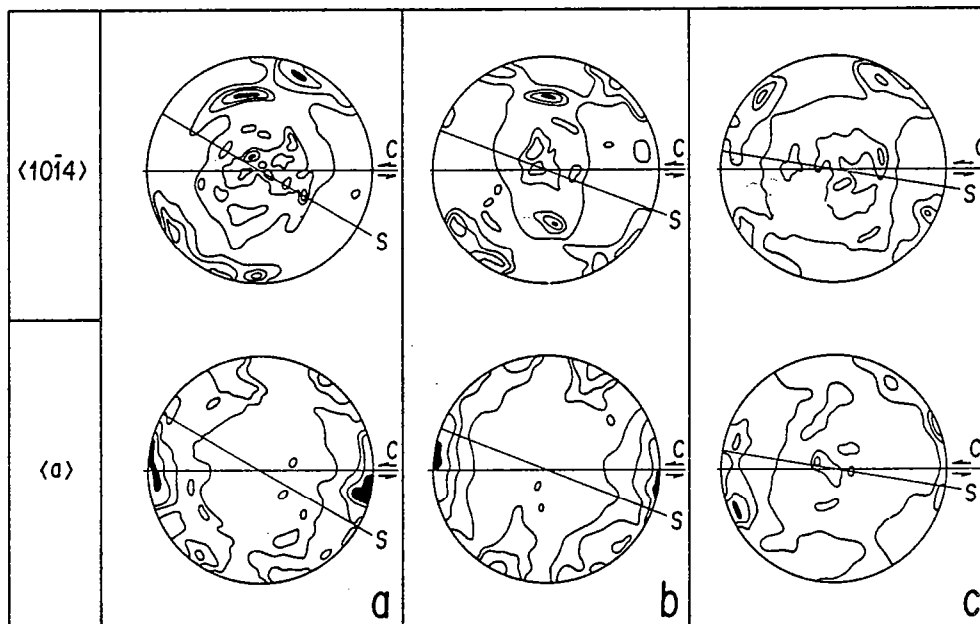


Fig. 2. — Orientations préférentielles du quartz dans la séquence progressive de mylonitisation du granite. L'angle entre schistosité (S) et bandes de cisaillement (C) décroît avec la déformation croissante (diagrammes a à c). Projections dans le plan perpendiculaire à la schistosité et parallèle à la linéation d'étirement. Axes $\langle 10\bar{1}4 \rangle$; contours : 1; 1,5; 2; 2,5 \times distribution uniforme. Axes $\langle a \rangle$, contours : 1; 1,3; 1,6; 1,9 \times distribution uniforme.

Fig. 2. — Quartz lattice preferred orientations within deformed leucogranites. Angle between cleavage (S) and shear bands (C) decreases with increasing shear strain (diagrams a to c). Projections parallel to stretching lineation and perpendicular to cleavage. $\langle 10\bar{1}4 \rangle$ axes, contours: 1; 1.5; 2; 2.5 \times uniform distribution. $\langle a \rangle$ axes, contours: 1; 1.3; 1.6; 1.9 \times uniform distribution.

Les diagrammes d'axes $\langle 10\bar{1}4 \rangle$ révèlent des distributions d'axes C en couronnes croisées, typiques des leucogranites syntectoniques hercyniens [9] et liées à des conditions thermiques relativement élevées ([11], [12]). La prépondérance des glissements de direction $\langle a \rangle$ se marque par une concentration d'axes $\langle a \rangle$, à proximité de la direction de cisaillement macroscopique (bandes C) (fig. 2).

L'obliquité d'ensemble des orientations préférentielles par rapport au plan principal de déformation finie (S) est soulignée par celle du maximum d'axes $\langle a \rangle$ par rapport à la direction principale d'étirement X (fig. 2). Cette obliquité indique clairement le sens senestre de la composante non-coaxiale de la déformation progressive ([13], [10]).

CONCLUSIONS. — 1. En complétant ceux relatifs à d'autres leucogranites syntectoniques de la chaîne hercynienne, les résultats présentés soulignent que ces objets sont de bons marqueurs de la cinématique de la déformation intracontinentale.

2. A l'Hercynien, la faille de la Marche constitue un domaine de déformation majeure associée à un cisaillement ductile senestre. Elle n'est donc pas un équivalent du cisaillement sud-armoricain dans le Massif Central.

3. A l'échelle de la chaîne, le sens des composantes cisailantes majeures, reconnu le long des décrochements ductiles, varie suivant le domaine considéré. Nos observations conduisent à généraliser le caractère en fait conjugué des décrochements dextres et senestres hercyniens.

4. Le champ de déformation, ainsi déduit de l'organisation géométrique des cisaillements ductiles majeurs, reflète une rotation des directions principales de déformation le long de la chaîne, qui pourrait atteindre 50° entre le Massif Armoricaire et le Massif Central (fig. 1).

(*) Remise le 14 mars 1983.

- [1] J. COGNÉ et P. VIDAL, *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 3, 1972, p. 117-119.
- [2] D. BERTHÉ, P. CHOUKROUNE et P. JEGOUZO, *J. Struct. Géol.*, 1, 1979, p. 31-42.
- [3] M. IGLESIAS et P. CHOUKROUNE, *J. Struct. Géol.*, 2, n° 1-2, 1980, p. 63-68.
- [4] D. GAPAIS et C. LE CORRE, *Nature*, 288, 1980, p. 574-576.
- [5] P. ROLIN et J. M. QUENARDEL, *Comptes rendus*, 290, série D, 1980, p. 17.
- [6] D. GAPAIS, *Bull. Minéral.*, 102, 1979, p. 249-264.
- [7] P. JEGOUZO et D. GAPAIS, 5° R.A.S.T., Rennes, 1977, p. 285.
- [8] A. M. BOULLIER et Y. GUÉGUEN, *Contrib. Minéral. Pétrol.*, 50, 1975, p. 93-104.
- [9] D. BERTHÉ, P. CHOUKROUNE et D. GAPAIS, *Bull. Minéral.*, 102, 1979, p. 265-272.
- [10] D. GAPAIS et S. WHITE, *Textures and Microstructures*, 5, 1982, p. 1-17.
- [11] D. S. BHATTACHARYA et S. PASAYAT, *Tectonophysics*, 5, 1968, p. 303-314.
- [12] J. L. BOUCHEZ et A. PECHER, *Tectonophysics*, 78, 1981, p. 23-50.
- [13] J. L. BOUCHEZ, *Tectonophysics*, 49, 1978, p. T 25-T 30.

P. C., D. G. : C.A.E.S.S., Laboratoire de Géologie Structurale,
Université de Rennes-I, 35042 Rennes Cedex.

P. M. : Laboratoire de Géologie structurale,
Université des Sciences et Techniques du Languedoc, 34060 Montpellier Cedex.

III-4

Publié avec l'aimable autorisation de :

Gordon and Breach Science Publishers Ltd.

Textures and Microstructures, 1982, Vol. 5, pp. 1-17

0730-3300/82/0501-0001 \$06.50/0

© Gordon and Breach Science Publishers Inc., 1982

Printed in Great Britain

Ductile Shear Bands in a Naturally Deformed Quartzite

D. GAPAIST† and S. H. WHITE‡

† *Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles, CNRS, Université de Rennes I, Avenue du Gl Leclerc 35042 RENNES Cédex, France*

‡ *Department of Geology, Royal School of Mines, Imperial College, London SW7 2BP, Great Britain*

(Received May 1, 1981; in final form June 29, 1981)

Microscale shear bands are features that often occur oblique to the mylonitic foliation in mylonites. This paper is concerned with such structures within a quartz-mylonite. Geometrical features, microstructures and fabrics associated with shear bands are described. Both optical and transmission electron microscopy have been used. It was observed that the development of shear bands is closely related to (i) the onset of dynamic recrystallisation during deformation, (ii) a change of bulk deformation within the mylonites from relatively homogeneous to inhomogeneous and (iii) a marked softening of the mylonite. Across shear bands, dominant deformation mechanisms change from a dislocation creep type to grain boundary sliding. This induces strong modification of quartz lattice preferred orientations. The asymmetry of quartz fabrics due to shear should generally be favoured by the development of shear band structures. Our results indicate that the production of ductile shear band structures helps to accommodate large strain deformations at low temperatures. Results also indicate that grain and sub-grain sizes are not affected by variations in strain rate.

INTRODUCTION

Within a given deformed domain, a general shear band structure can be defined as a band-like perturbation characterized by high strains relative to the average strain of the domain, as a result of the concentration of dominant simple shear deformation (Cobbold, 1977a). It is therefore a zone of localized softening and is commonly called a shear zone. Shear bands, which will be considered in this paper, occur as internal structures in foliated rocks. They are small-scale and occur at a low angle (typically less than 45°) to the foliation defined by the average grain shape fabric and are generally arranged in a more or less regular array throughout the deformed material. They may display a tendency to form a penetrative deformation structure which has

led some authors to use the term "shear band foliation" (White, 1979a; White *et al.*, 1980). Comparable structures form during deformation of polycrystalline metals, especially during rolling (Fargette and Whitwham, 1976; Duggan *et al.*, 1978; Dillamore *et al.*, 1979; Malin and Hatherly, 1979) and their similarity to those in rocks has been emphasized (White, 1979a). Shear band development appears as an important process in accommodating large strain deformations at relatively low temperatures and shear bands are common structures in mylonitic zones (Berthe *et al.*, 1979a, b; Watts and Williams, 1979; Platt and Vissers, 1980; Vauchez, 1980; White *et al.*, 1980). In fact, Berthe *et al.* (1979a, b) have shown that their development can strongly contribute to the process of mylonitisation. Both theoretical and experimental studies (Cobbold, 1977b; Poirier, 1980) show that a general shear band structure corresponds to a strain enhanced rheological instability which reflects the onset of inhomogeneous deformation and allows the material to soften and accommodate further deformation. That is, the development of ductile shear bands should result in the replacement of the earlier microstructure or fabric by another which should be softer. Unfortunately, data on the softening processes that may operate in shear bands are lacking for naturally deformed rocks. Furthermore, the rheological consequences of the development of shear band structures in rocks are still unclear.

This paper provides a detailed description of shear band structures in a quartz-mylonite. The sample was chosen because of (i) the occurrence of well developed shear bands, (ii) a well known geological setting, (iii) the simple mineralogy and (iv) the general interest due to the major role of quartz in the bulk deformation of quartz-rich rocks. The geometry of the macrostructures will be described first and then will follow a detailed description of microstructures and lattice preferred orientations. High voltage electron microscopy was used to compare both microstructures and fabrics inside and outside the bands. Local fabrics will be compared with the bulk fabric of the sample obtained by X-ray texture goniometry. We conclude this contribution with a discussion of (i) the origin of bands, (ii) their rheological significance and (iii) effects on microstructures and fabrics.

STRUCTURAL SETTING OF THE SAMPLE

The specimen studied belongs to a quartzitic sedimentary series (Armorican quartzite, lower Ordovician age) from the Hercynian belt of Brittany (France). It is composed of quartz (85%), phyllosilicates (chlorite) and iron oxides (magnetite). In the area, the deformation is associated with a dextral transcurrent shear (Gapais and Le Corre, 1980; Percevault and Cobbold, 1980) which results in a subvertical schistosity and a subhorizontal stretching

DUCTILE SHEAR BANDS

lineation. Within the quartzites, deformation features depend strongly on the intensity of both strain and syntectonic metamorphism (Gapais, 1979a; Gapais and Le Corre, 1980, 1981). Hence, shear bands are only found in quartz-mylonites where detrital porphyroclasts of quartz are preserved; that is, at the vicinity of the biotite isograd. Above the biotite isograd, within more strongly deformed zones, macrostructures are more homogeneous, quartz grains have all been dynamically recrystallised and no shear bands are observed. The temperature dependance of shear band development will be discussed later in the paper.

MACROSTRUCTURES

The average preferred orientation of grain shapes defines the mylonitic foliation (S_m) and the bulk mineral elongation lineation (Figure 1). Shear bands (S_s) and mylonitic foliation intersect around the intermediate strain axis (Y). The relationship between shear bands and mylonitic foliation is the one which is classically observed in a shear deformation, the direction and the sense of shear being as indicated in Figure 1 (Berthe *et al.*, 1979b; White, 1979a; White *et al.*, 1980). The spacing between bands is more or less regular (Figure 1). Although it varies between 90 μm and 650 μm , most are around 280 μm . The width of the bands is typically 60 μm . Most of the bands are at 35° to the mylonitic foliation, which can vary between 15° and 55°. Where affected by a shear band, the mylonitic foliation trends into parallelism with the shear band boundary (Figures 1 and 2). The pattern is quite com-

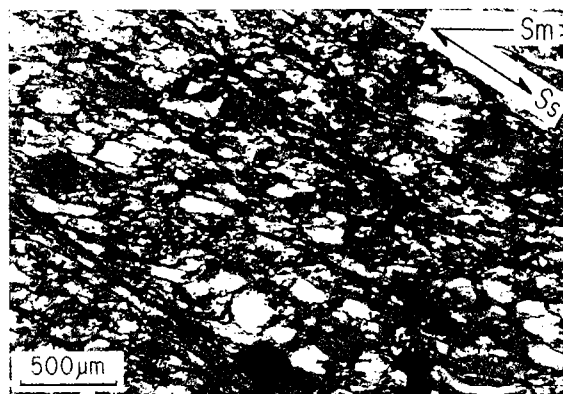


FIGURE 1 Optical micrograph of shear band structures within the quartz-mylonite studied (polarized light; section perpendicular to the intermediate strain axis). The angle between shear bands (S_s) and mylonitic foliation (S_m) and the spacing between bands are more or less regular. The acute angle between S_s and S_m faces in the sense of shear.

D. GAPAIS AND S. H. WHITE

parable to that observed in continuous ductile shear zones as described by Ramsay and Graham (1970). Assuming the deformation is a simple shear parallel to the boundaries of the band, the maximum amount of differential shear strain (γ) can be estimated from the angle between shear band boundaries and the mylonitic foliation outside and in the centre of the band (Ramsay, 1967, Eq. 3-71). Measurements on a large number of bands led to estimates ranging from $\gamma = 3.5$ –4.

MICROSTRUCTURES

Optical microstructures outside and in the centre of the band are markedly different (Figures 1 and 2). Outside the bands, old porphyroclasts of quartz are preserved. Internal deformation features (undulatory extinction and deformation bands) reveal a well developed sub-grain structure. Dynamic recrystallisation has occurred at grain boundaries. Phyllosilicates are uncommon and often typically detrital. No marked variations in the microstructure are noticeable optically adjacent to shear band boundaries. On the other hand, the inside of the shear bands is characterized by very fine-grained quartz and a relative increase in the amount of phyllosilicates which occur as small neoblasts (Figures 1 and 2).

Under the high voltage electron microscope (operating at 1000 K V), quartz grains outside of the shear bands have typical core and mantle structures (Figure 3) (White, 1976). They have high densities of tangled dislocations (Figure 4a). Sub-grains are present in all grains and in a given grain have different morphologies in core and mantle areas. In cores, most sub-grains are elongated parallel to prism planes, whereas in mantles they are equi-

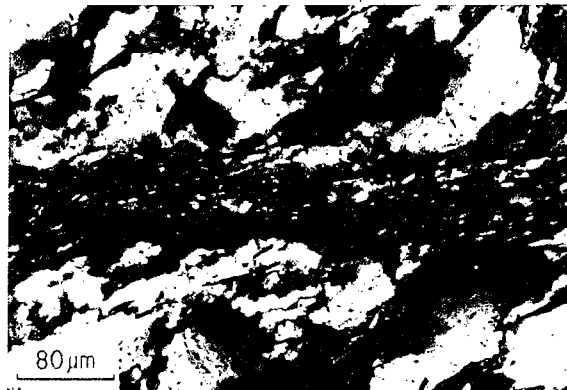


FIGURE 2 Optical micrograph showing the detail within a typical shear band from the quartz-mylonite (polarized light; section perpendicular to the intermediate strain axis). The mylonitic foliation S_m , which is outlined by phyllosilicates, adopts a sigmoidal trend across the band.

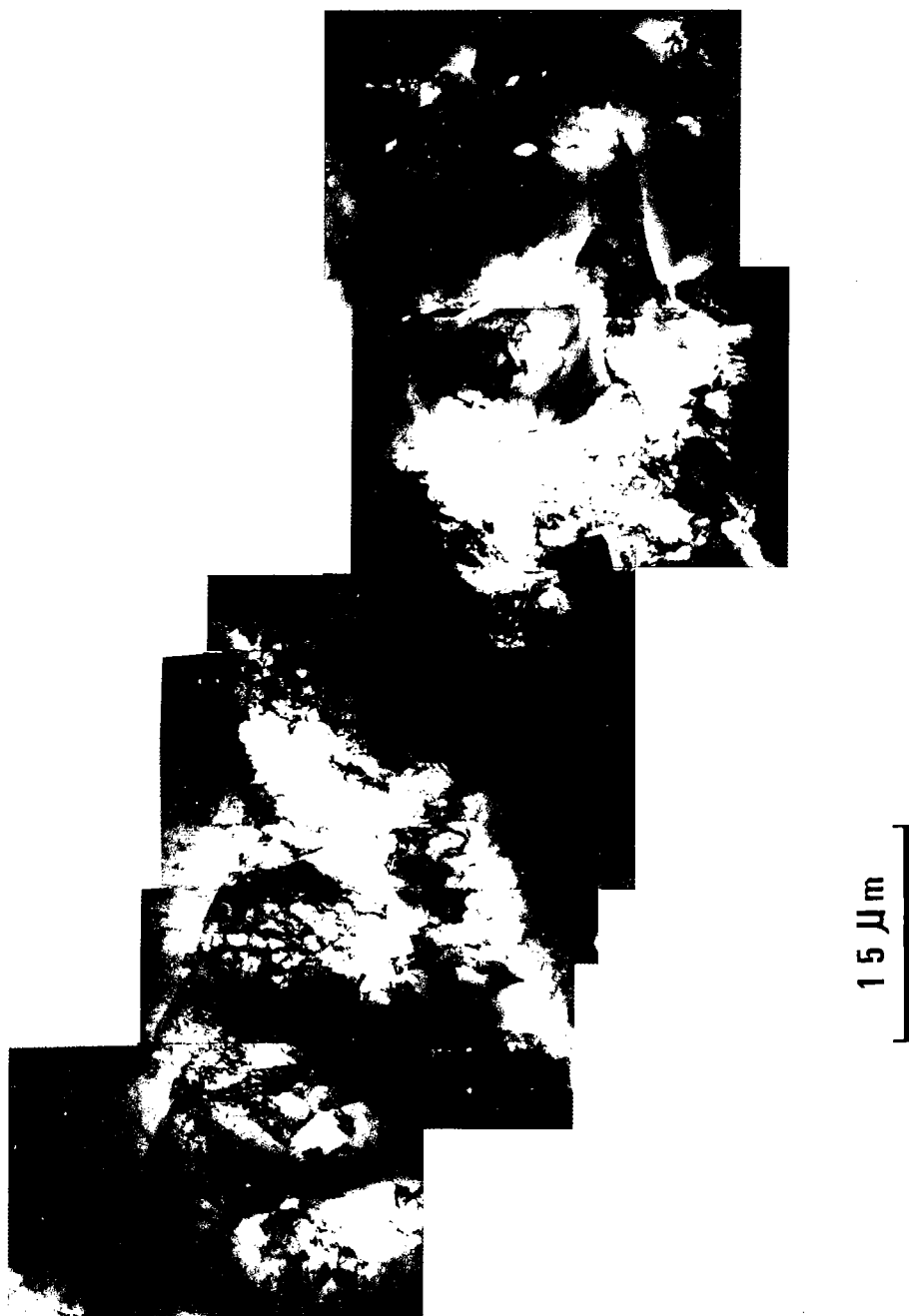


FIGURE 3 Electron micrograph showing a core (left hand side) and mantle (right hand side) structure within an old grain outside the shear bands. Sub-grains are more equiaxed within the mantle.

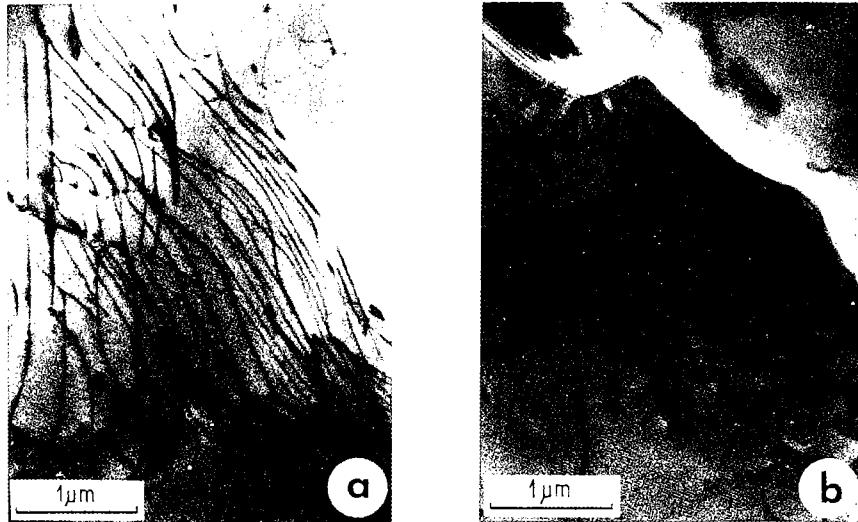


FIGURE 4 Electron micrographs showing typical dislocation features. Figure a: within an old grain outside the shear bands. Figure b: within a new recrystallised grain in a shear band.

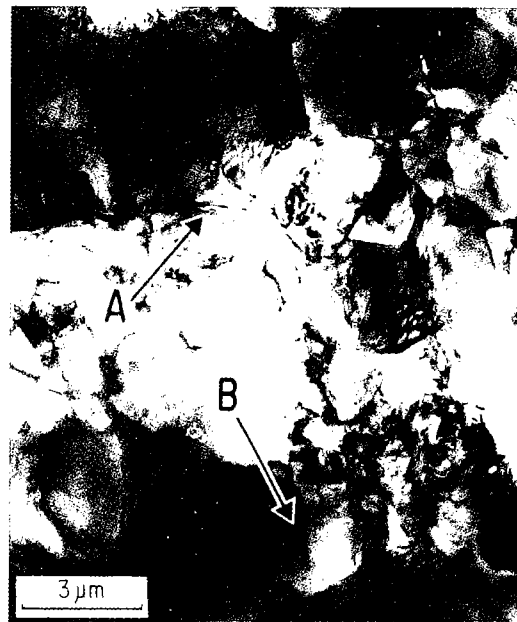


FIGURE 5 Electron micrograph showing a typical sub-structure within the mantle area of an old grain outside the shear bands. The main set of sub-grain boundaries, and of boundaries of new grains derived from sub-grains, (B) corresponds to prism planes or combinations of prisms and rhombs. The other set (A) corresponds mainly to rhomb planes.

DUCTILE SHEAR BANDS

dimensional or rectangular in shape, primarily due to the occurrence of two principal sets of sub-grain boundaries (Figures 3 and 5). One set (A on Figure 5) corresponds mainly to rhomb planes with their normals at high angle to both foliation and lineation. The other set (B on Figure 5) is at a high angle to the mylonitic foliation and corresponds to prism planes or combinations of prisms and rhombs. This latter set is generally better developed and leads to sub-grains generally slightly elongated parallel to the c axis. The mis-orientation of subgrains increases towards the grain boundaries where new grains develop. Both the new grains and sub-grains are very small and have a similar size (Table 1).



FIGURE 6 Electron micrograph showing typical recrystallised microstructures within the shear bands. The shear direction is outlined by small phyllosilicates now marked by voids because of phyllosilicate loss during ion thinning. Most grains have rectangular shapes. Note the tendency for grain boundaries to be aligned parallel to the shear direction. Some grains show many dislocations often concentrated at grain margins (grain arrowed).

D. GAPAIS AND S. H. WHITE

Quartz grains within the bands are small: their mean size is the same as sub-grains and new grains sizes outside the bands (Table 1). They tend to be equidimensional to slightly elongated parallel to the shear direction, which is marked by phyllosilicates (Figure 6), and have smooth grain boundaries which tend to line up with the shear direction. Unbound dislocations, but not sub-grains, occur in the small grains. The dislocation density varies from grain to grain. Those with smooth grain boundaries have densities lower than grains outside the bands whereas grains with irregular boundaries have higher densities. In such grains the dislocations are generally concentrated at grain boundaries (Figures 4b and 6). All boundaries contained voids (bubbles) in greater numbers than outside the bands.

FABRICS

Bulk fabric

Bulk quartz fabrics were studied by X-ray texture goniometry, using the reflexion mode (Schultz, 1949; Baker and Wenk, 1972; Gapais, 1979b). Preferred orientations of $\langle 10\bar{1}4 \rangle$ axes and $\langle a \rangle$ axes, which have been fully described elsewhere (Gapais, 1979a), are presented here (Figure 7). The former, which refers to crystallographic axes at 17.20° to the c axis, provide a qualitative description of the preferred orientations of c axes (Rieckels and Baker, 1977; Gapais, 1979a). These are lying at a high angle to the mineral elongation lineation and tend to concentrate around the normal to the mylonitic foliation (Figure 7a). The $\langle a \rangle$ axes pattern (Figure 7b) shows a maximum oblique to the lineation, as usual in the quartz mylonites considered here (Gapais, 1979a). The pattern is asymmetric, indicating a component of dextral shear (Bouchez, 1978; Gapais, 1979b; Lister and Williams, 1979). A consistent sense of shear has been found on a regional scale (Gapais, 1979b; Gapais and Le Corre, 1980).

TABLE I
Mean size of microstructural features (μm) outside and inside the shear bands. Measurements by transmission electron microscopy.

Grain and Sub-grain sizes (μm)		
Outside shear bands		Inside shear bands
Sub-grain size (180 meas.)	new grain size (35 meas.)	grain size (90 meas.)
4.8	5.0	4.7

Fabric within the shear bands

Pole figures described above cannot distinguish between fabrics inside and outside the shear bands. Also the fine grain size of material within the shear bands precludes optical fabric analysis. However, the use of a sensitive tint in the optical microscope shows that fabrics are different inside and outside the bands. This was verified by high voltage electron microscopy. The HVEM was used in a way comparable to an optical universal stage. The orientation of each particular grain was obtained by taking a selected area of diffraction pattern (prominent pole parallel to the beam direction) which was referred to a reference plane containing both the mineral elongation lineation and the shear direction in the bands. Diffraction patterns were indexed and the orientations of both shear direction in the bands and normal to shear plane with respect to the crystallographic frame were deduced. Inverse pole figures were constructed for these two directions. This was done for new grains inside and outside the shear bands (Figure 8). Insufficient grains were analysed for quantitative analysis because of the tendency to etch out the shear bands during foil preparation by ion thinning. However, they can be used qualitatively as they relate to measurements in several areas in the sample and are consistent with the information obtained optically (Figure 9).

Outside the bands, the *c* axis of new grains tends to be at a relatively high angle (about 65°) to the shear direction in the band (Figures 8a, b and 9a). The orientations are consistent with the preferred orientations observed for the bulk sample (Figure 7). This probably reflects host control by the old grains.

Inside the bands, quartz lattice orientations are different. The *c* axis tends to be at a low angle (less than 45°) to the shear direction. Furthermore, the pole-free areas in the inverse pole figures tend to be complementary to those for the new grains outside the bands (Figure 8). This is also suggested by optical results (Figure 9).

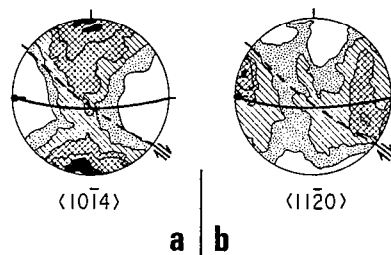


FIGURE 7 Bulk lattice preferred orientations of quartz measured by texture goniometry. Figure a: $\langle 10\bar{1}4 \rangle$ axes; maximum density, $1.9 \times$ uniform distribution (u.d.). Figure b: $\langle a \rangle$ axes; maximum density, $1.65 \times$ u.d. The mylonitic foliation (black line) and the orientation of shear bands (dotted line) are indicated. The mineral elongation lineation is E.W. (After Gapais, 1979a).

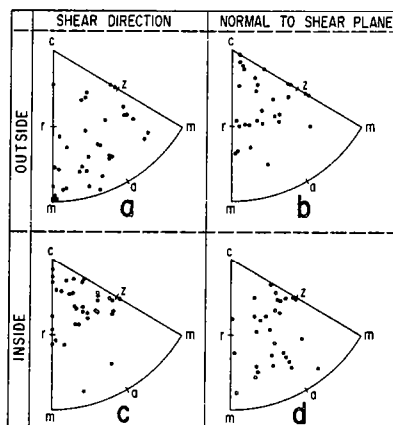


FIGURE 8 Inverse pole figures for the orientation of new recrystallised grains (measurements by transmission electron microscopy) outside (Figures a and b) and inside (Figures c and d) shear bands. Figures a and c: orientation of the shear direction; Figures b and d: orientation of the normals to shear planes. Stereographic projections, lower hemisphere.

The reorientation of the c axes in the vicinity of a shear band can be locally observed and related to the amount of shear (Figure 10). It can be seen that a significant rotation occurs in the grain mantles. Further rotation, which brings the c axes towards the shear direction, occurs in the recrystallised domain affected by the shear band. The sense of rotation is constant and is the same as the sense of shear. The rotations can be very large (up to 150°), depending upon the initial orientation of the c axis in the old grain. However, no quantitative relationship has been found between the extent of fabric rotation and the amount of shear.

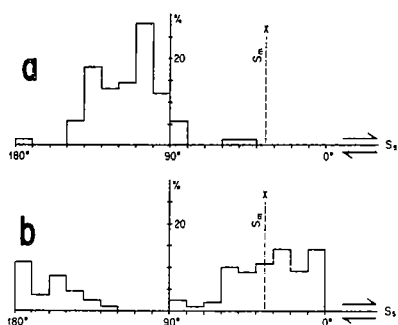


FIGURE 9 Histograms for the orientation of the projection of the c axes within the plane perpendicular to shear bands (optical measurements using a sensitive tint). The trace of the mylonitic foliation (S_m) and of the shear bands (S_s) are marked. The mineral elongation lineation (x) is indicated. Figure a: orientations outside the shear bands (measurements of old grains). Figure b: orientations inside the shear bands (measurements for clusters of new grains).

DUCTILE SHEAR BANDS

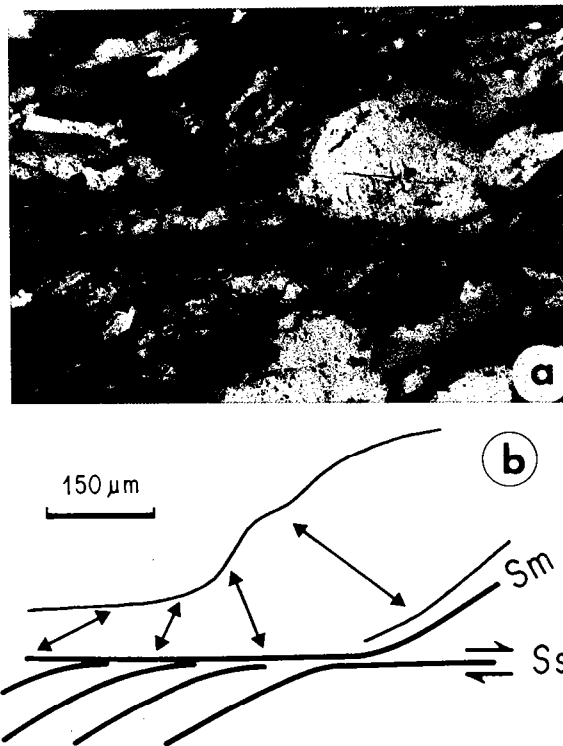


FIGURE 10 Deformation of quartz grains and associated change in c axis orientation at the vicinity of a dextral shear band. Figure a: optical micrograph showing the stretching and recrystallization of a quartz grain as it passes into a shear band (polarized light; section perpendicular to the intermediate strain axis). Figure b: sketch of the micrograph in Figure a. The approximate outline of an old grain and its recrystallized tail is sketched. The recrystallised domain is elongated in the shear direction. Ss: shear band axis. Sm: trace of the mylonitic foliation; directions arrowed: trace of the projection of the c axes (local mean c axis orientations in the old grain; average for clusters of new grains in the recrystallised part; measurements using sensitive tint).

DISCUSSION

Origin of the shear bands

Microstructures outside the shear bands indicate a dislocation creep type of deformation with associated dynamic recrystallisation (Bell and Etheridge, 1973; White, 1977). Results indicate that the development of the bands is strongly related to the onset of late stage dynamic recrystallisation and neo-mineralisation in the mylonite, both preferentially localized at the edges of original grains (see also White, 1976). They result from the development of

D. GAPAIS AND S. H. WHITE

core and mantle structures (White, 1976). Within the core, a unique slip system tends to be dominant, whereas harder slip systems may operate in the mantle where deformation concentrates (see also White *et al.*, 1979). This is indicated by different sub-grain shapes in the core and in the mantle, as described above. Deformation is accommodated in the mantles in such a way that strain compatibility in the grains and between adjacent grains is respected. As only a few slip systems (less than five) can be activated, this is obtained through rotations of the lattice at grain margins and results in significant misorientations which favour the development of new grains at grain boundaries (White, 1973, 1977; Poirier and Guillope, 1979). In the present case, progressive misorientation of sub-grains appears as a dominant process of dynamic recrystallisation. The shear bands develop as a result of the linking of zones of recrystallized grain mantles. The rotations in the mantles and subsequently those in the new grains derived from the mantles provide a structural softening (see also Burrows, 1979). In other words, due to fabric anisotropy and limited operating slip systems, the deformation becomes heterogeneous and concentrates at grain margins which recrystallize, the softening associated with shear band development relying on the production of a critical proportion of recrystallized grains.

Our results indicate that the shear bands in the rocks studied developed during the same deformation that produced the mylonitic foliation but at a late stage, similar to that reported by other workers (Berthe *et al.*, 1979a, b; White, 1979a; Platt and Vissers, 1980; White *et al.*, 1980). These observations concur with field data (Gapais, 1979b; Gapais and Le Corre, 1980). The shear band development appears to be associated with a low temperature during deformation but not a temperature drop as reported for shear band formation in the Cap de Creus mylonites (see White, 1979a). In the region considered here no shear bands are present in rocks from above the biotite isograd. In fact, in these rocks, the deformation is more homogeneous due to more intense recrystallization, whereas in rocks below the biotite isograd recrystallization is mainly limited to shear bands. Also the fabric changes at the biotite isograd. Therefore it is not possible to uniquely determine if the shear band formation is tied in with limited recrystallization due to low deformation temperatures or to the onset of a change in slip systems as evidenced by the fabric transition at the biotite isograd (Gapais, 1979a).

Softening processes in the shear bands

As argued above, dynamic recrystallization is found to provide the necessary instability to produce shear bands. However, the operating deformation mechanisms within the recrystallised zones must allow a marked softening which leads to the localisation of strain in the bands. As will be discussed

in a following section, geometric softening may have occurred during the earlier stages of shear band development but microstructural evidence indicates that dominant grain boundary sliding has been the main softening mechanism in the shear bands. The following criteria, discussed by White (1979b) support this conclusion. They are—(i) grain size less or, at most, the same as the stable sub-grain size for a given temperature and stress, (ii) rectangular or square grains with smooth grain boundaries aligned parallel to the shear direction, (iii) grain shapes unrelated to the state of finite strain. Also, the dependence of dislocation density on grain shape together with a tendency for dislocations to be concentrated at grain margins, are consistent with a mechanism of dislocation accommodated grain boundary sliding (Schmid *et al.*, 1977; White, 1979b), but not proof of such a mechanism (White, 1977). A change in deformation mechanism from a dislocation creep type to dominant grain boundary sliding is a plausible explanation for the concentration of deformation in the shear bands. The small average width of bands suggests that no marked widening has occurred during deformation. This is consistent with grain boundary sliding as no hardening is to be expected. Also grain boundary sliding, which is a most efficient softening mechanism (White, 1976, 1977, 1979b; Schmid *et al.*, 1977; Etheridge and Wilkie, 1979), is likely to be favoured by low temperature during deformation (White *et al.*, 1980). The large amount of phyllosilicates and voids along grain boundaries have probably contributed to maintain a small grain size in the shear bands.

Grain size in shear bands

The size of the recrystallized grains in mylonites is thought to be dominantly stress-controlled with a smaller temperature effect. An influence by strain rate has been tentatively suggested, but it is difficult to separate stress and temperature influences in experiments, as increased strain rate is achieved by either increasing temperature at constant stress or stress at constant temperature. The shear bands provide an opportunity to determine any influence of strain rate on grain size. As stated earlier, shear bands develop because bulk deformation cannot accommodate the imposed strain rate, i.e. it is accommodated by deformation in the shear bands. Given that the average width of bands in the mylonite studied is 60 μm and they are 280 μm apart, then the strain rate needs to be five times faster in the bands than that for bulk deformation. If grain size is strain rate dependent, the grain size in the shear bands should be smaller than the recrystallized grain size in the bulk material. However, these have similar values which are also equal to the sub-grain size in the grain mantles. It is concluded from this that an equilibrium size has developed which reflects the stress as this should be more or less constant throughout the bulk of the material (Cobbold, 1977b).

Effects of shear bands on the fabrics

The bulk fabric is thought to be due to dominant basal $\langle a \rangle$ slip (Gapais, 1979a). The presence of rhomb sub-grain walls in the quartz grain mantles indicates slip activity on the rhomb probably in an $\langle a \rangle$ direction (see also White *et al.*, 1979). Our data shows that there is a marked fabric difference between the quartz grains inside and outside the shear bands. There is a clustering of the c and rhomb directions around the shear direction. The re-orientations could be explained by intra-crystalline slip and/or by grain rotations of the rigid-body type accommodated by grain boundary sliding.

Geometrical considerations resulting from compatibility requirements between adjacent grains will govern both types of rotation. Figure 10 indicates that the re-orientation of the quartz grains takes place in two stages, firstly in the old grain mantles and secondly in the recrystallized grains themselves. The first stage must be accomplished by intracrystalline slip. The rotation at this stage will generally be dextral and will tend to bring the basal planes at a low angle to the dextral shear plane. As a result, the grain mantles become well orientated for basal slip. Because of host grain control, new grains recrystallizing from the mantles should have rather similar orientations. However, our data indicates that the recrystallized grains are orientated for prism $\langle c \rangle$ or rhomb $\langle c + a \rangle$ slip. Both systems indicate a temperature increase for which there is no evidence.

The recrystallized grains develop from the rotation of sub-grains which tend to be bounded by prism and rhomb planes and which, consequently, tend to be elongated parallel to the c axis. The new grains mimic the morphology of the sub-grains and if rotated (rigid body rotation) during shearing they will tend to align with the c -axis parallel to the shear direction. This fabric would also ensure that the maximum area of grain boundaries is aligned for easy sliding. This latter explanation is in better agreement with our observations than is the former.

The existence of a separate fabric in the shear bands related to movement within the bands rather than flow in the bulk of the mylonite will introduce complexities into fabric diagrams. The extent will largely depend upon the volume of material in the shear bands. This can be seen in the study of Berthe *et al.* (1979b) who found that fabric obliquity increased with an increase in the number of shear bands present. A clear demonstration of shear bands causing fabric obliquity has been given by Sander (1970, Pl. Ib). The rotation of grains by shear bands also suggests that the sense of obliquity will be the same as that of the shearing in the mylonite zone. This is commonly observed in mylonite fabrics (Simpson, 1980) and a weak obliquity can be seen in the fabrics in Figure 7b, the weakness probably being due to the small volume of material in the bands studied.

CONCLUSIONS

1) Shear bands are the result of inhomogeneous deformation. They develop after a critical amount of strain above which the rock is incapable of accommodating, homogeneously, the bulk deformation. In the example studied, few operating slip systems and a low recrystallisation rate have probably enhanced the development of the bands.

2) The onset of dynamic recrystallisation at the margins of old grains provided zones of fine-grained quartz from which shear bands are initiated.

3) The development of shear bands is inferred to be associated with a marked softening of the mylonite. In the example studied, deformation mechanisms change within the bands. Grain boundary sliding is the dominant deformation mechanism within the bands. The resulting strain rate gradient across the bands accounts for the observed amounts of differential shear. No stress gradient across bands is needed to account for their development (Cobbold, 1977b).

4) The softening mechanisms that may operate in shear bands are closely related to the general conditions of flow during mylonitisation. A knowledge of these is therefore important to characterize the history of a mylonite zone.

5) A change in quartz lattice preferred orientations occurs across the bands. It results in large lattice rotations, which are controlled by the sense of shear within the bands. This is thought to be mainly due to grain rotations accompanying grain boundary sliding.

6) The development of shear band structures during progressive shearing should produce an asymmetry of quartz c-axis fabrics with respect to the mylonitic foliation. The asymmetry should have the same sense as that of the shearing.

7) Grain and sub-grain sizes in the quartzite studied reflect the stress and do not appear to be dependent on the strain rate.

8) Transmission electron microscopy provides a good tool for detailed fabric studies in fine-grained materials and which cannot be achieved by means of standard techniques of fabric analysis.

Acknowledgements

The authors are grateful to their colleagues at Rennes and London for helpful discussions. P. Cobbold and C. Willaime critically read the manuscript. D.G. was supported by a Royal Society research fellowship. He is indebted to his colleagues at Imperial College, London, where this work was undertaken. The research was supported by NERC grant GR3 3848.

IV - GENESE DES STRUCTURES C-S -

EXEMPLE DU GRANITE DE LIZIO (CISAILLEMENT SUD-ARMORICAIN)

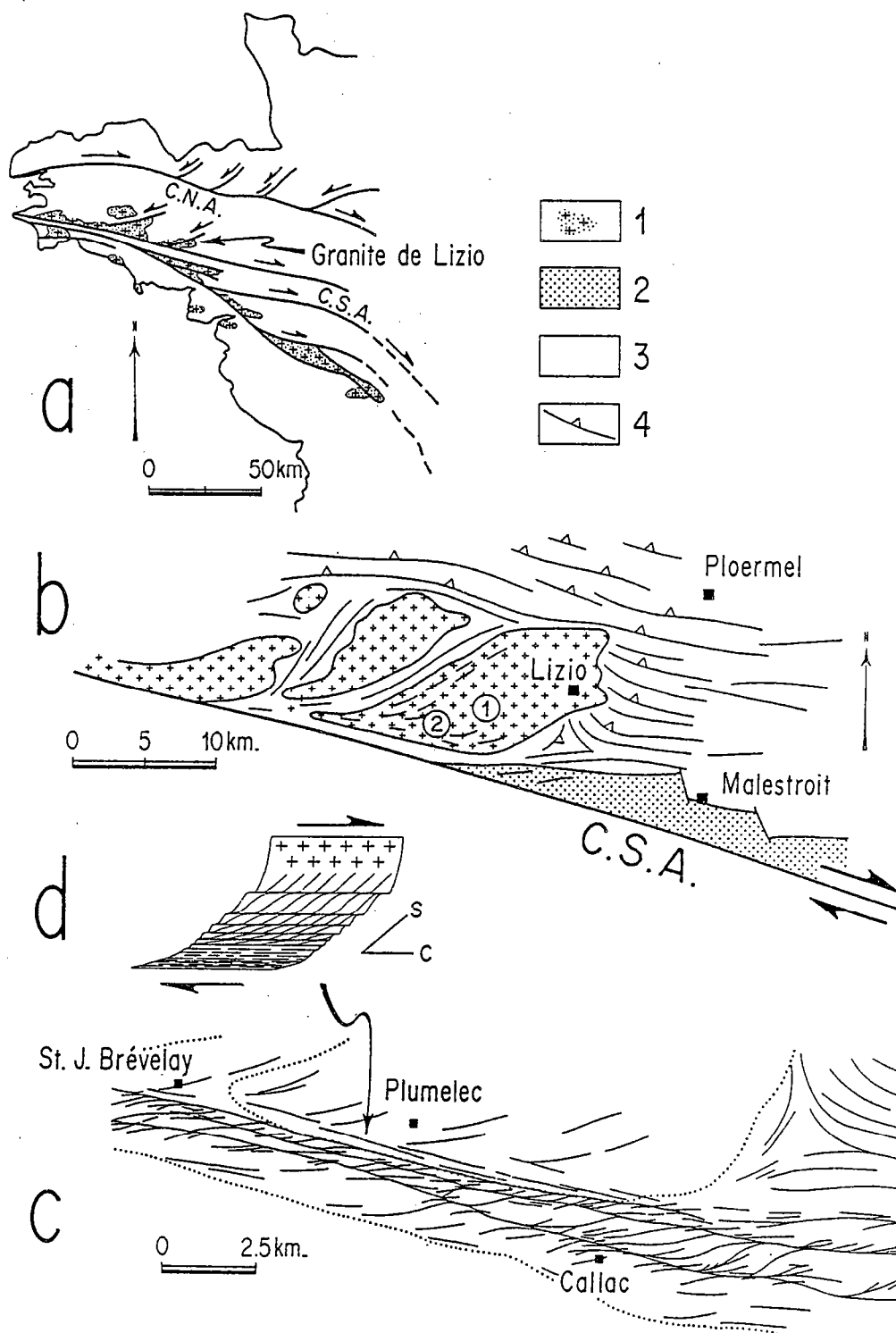


Fig.16 - (a) Localisation du granite de Lizio par rapport au cisaillement dextre sud armoricain (C.S.A.) (C.N.A., cisaillement nord-armoricain); (1) granites hercyniens. (b) carte structurale du granite de Lizio; (2) séries Paléozoïques indifférenciées, (3) séries Briovériennes indifférenciées, (4) trajectoires de schistosité (Berthé 1980). (c) Détails des trajectoires sur la bordure sud du pluton, le long du cisaillement régional; la schistosité est subverticale, la linéation d'étirement subhorizontale (Berthé 1980). (d) schéma général des gradients de cisaillement dans le granite (Berthé et al. 1979).

Les chapitres précédents soulignent que le comportement rhéologique des roches granitiques peut devenir instable très tôt au cours de la mise en place, dès qu'il devient globalement celui d'un solide où peut subsister une phase fondue résiduelle. Ceci se traduit par l'amplification précoce d'instabilités mécaniques, permettant la formation de structures C-S pénétratives dont l'évolution peut conduire au développement de bandes mylonitiques et ultramylonitiques où se localise la déformation cisailante. Dans ce chapitre, on se propose de discuter plus en détails la formation des structures C-S, leur évolution au cours de la déformation progressive, ainsi que les raisons qui font qu'elles sont particulièrement typiques des granites syntectoniques cisailés.

L'exemple de terrain choisi pour illustration est celui des leucogranites syntectoniques hercyniens du cisaillement sud-armoricain (Fig.16). A l'échelle de l'échantillon, la déformation de ces granites se caractérise par le développement d'une schistosité (S) et d'une famille de bandes de cisaillement dextre (C) subverticales (Fig. 16d) (Berthé et al. 1979). La schistosité (plan principal de l'ellipsoïde de déformation finie) est soulignée par l'orientation préférentielle des minéraux constitutifs (phénocristaux de feldspath, micas) allongés parallèlement à la direction principale d'étirement subhorizontale ; les plans C portent des stries subhorizontales attestant de déplacements discontinus de sens dextre (Berthé et al. 1979). A l'échelle régionale, les gradients de cisaillement s'expriment par une augmentation du nombre de bandes de cisaillement, en même temps que la schistosité S tourne pour devenir parallèle aux plans C et que la taille moyenne du grain décroît (Fig. 16d et 17). Les variations structurales et microstructurales en fonction de l'intensité du cisaillement ont été décrites en détail par Berthé (1980) et Berthé et al. (1979) et font de cette région un exemple type de déformation progressive d'un granite syntectonique par cisaillement simple (cf. Brun & Choukroune 1980, Gapais & Jegouzo sous presse).

Limité au Sud par la branche nord du cisaillement sud-armoricain, le granite de Lizio (Fig. 16b, c) permet un échantillonnage continu depuis le granite non déformé au coeur du pluton jusqu'aux faciès mylonitiques et ultramylonitiques en bordure du pluton, le long de la zone de cisaillement régional. Les observations reportées ici complètent les analyses faites sur ce granite par Berthé (1980) et Berthé et al. (1979) en mettant l'accent sur l'évolution de la géométrie des structures C-S et des mécanismes de déformation associés en fonction de la déformation croissante. Pour leur part, les implications purement cinématiques du développement des structures C-S sont discutées en détail par ailleurs dans la 3ème partie de ce mémoire.

IV.1 MACROSTRUCTURES

A l'échelle du pluton, deux grands types de structures peuvent être distingués :

- des structures C-S typiques, avec développement local de bandes mylonitiques et ultramylonitiques de largeur décimétrique à métrique s'observent au niveau des zones de cisaillement d'ampleur

régionale (bordures ouest et sud du pluton), là où les effets tectoniques sont importants.

- En dehors de ces zones, là où les déformations diapiriques dominent (coeur de pluton), le granite présente une texture isotrope (Fig. 17a) ou modérément orientée, sans bandes de cisaillement matérialisées

Le passage du granite isotrope aux faciès orthogneissiques à structures C-S bien développées est progressif, marqué par l'apparition de bandes C peu amplifiées, courtes et étroites (Fig. 17b).

Outre la présence d'un seul système de bandes de cisaillement dominant à l'échelle de domaines métriques à kilométriques, caractère propre aux structures C-S, les caractéristiques les plus remarquables du champ de déformation hétérogène observé sont les suivantes :

- 1 - Les bandes C ont une orientation en moyenne constante, subparallèle au plan cisailant global à plus grande échelle (e.g. subparallèles à la trace cartographique du cisaillement sud-armoricain le long de la bordure Sud du pluton) (Fig. 16).
- 2 - La schistosité (S) fait un angle d'environ 45° avec les bandes C lorsque celles-ci apparaissent (Fig. 17b). Dans le cadre d'un modèle de cisaillement simple progressif (Fig. 16d) (Berthé et al. 1979), ceci souligne que les bandes de cisaillement apparaissent très tôt, dès les premiers incréments de déformation.
- 3 - Les bandes C sont des structures très pénétratives qui affectent, souvent de manière très homogène, de grands volumes de roche.
- 4 - De l'échelle de l'affleurement à l'échelle régionale, les gradients de déformation sont très progressifs. En d'autres termes, les bandes C sont des structures qui localisent relativement peu la déformation. Ainsi, les bandes de mylonites ou d'ultramylonites ne recoupent jamais de larges volumes de granite peu ou pas déformés, mais affectent au contraire de larges volumes d'orthogneiss.

IV.2 MICROSTRUCTURES ET MECANISMES DE DEFORMATION

Trois principaux stades évolutifs peuvent être distingués, chacun étant caractérisé par la prépondérance de mécanismes de déformation et d'adoucissement différents.

IV.2.1 Stade 1 : naissance des bandes de cisaillement

Dans les zones peu déformées, le granite de Lizio montre une orientation préférentielle modérée des phénocristaux de feldspath (Fig. 17b et 18a). Leur déformation interne est faible (Auffray 1986) et ils sont parfois fracturés. Entre les phénocristaux, la matrice quartzo-feldspathique montre très peu de désorientations intracristallines (sous-grains, bandes de pliage), ce qui indique une grande

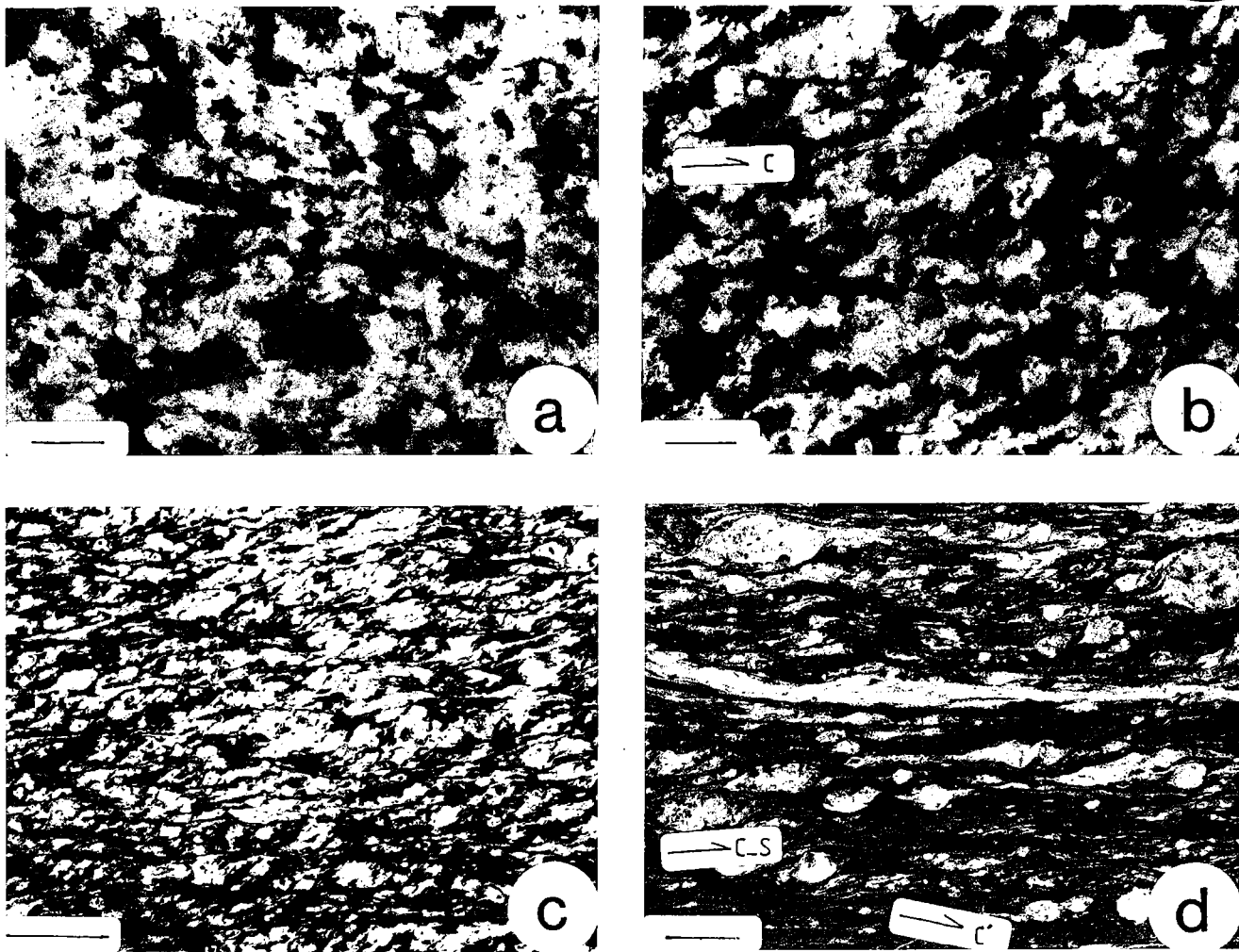


Fig.17 - Les principaux stades (a, b, c, d) de la mylonitisation du leucogranite de Lizio (section $\lambda 1\lambda 3$) (d'après Berthé 1980). Dans les mylonites et les ultramylonites (d), 2 principaux systèmes de glissement sont actifs : les surfaces C-S et les bandes de cisaillement C'. Echelles, 0.5 cm.

ductilité du mélange quartz-feldspath lors de la réorientation des phénocristaux par rotation rigide. Les agrégats de quartz magmatique sont peu déformés. La forme lobée des joints de grains souvent allongés dans la direction d'étirement atteste de l'activité de recristallisation dynamique par migration des joints (Fig. 18b). Seuls les minéraux colorés et les cristaux de muscovite montrent des structures de déformation interne (kink-bands, extinctions onduleuses...).

Les premières bandes de cisaillement observées définissent un réseau de zones courtes et étroites entre les phénocristaux feldspathiques (Fig. 18c, d et 19), comparable à celui décrit précédemment dans l'exemple du granite de Flamanville (cf. ch. I). Elles sont localisées au niveau de deux types de domaines texturaux :

- Des domaines interstitiels formés d'agrégats quartzo-feldspathiques à grain fin. Ces domaines tardivement cristallisés sont caractérisés par une concentration de structures myrmékitiques (Fig. 18c, d). Ceci souligne que la déformation dans les bandes de cisaillement embryonnaires est, au moins pour une large part, accommodée par des mécanismes de diffusion, d'autant plus efficaces que le grain est fin (cf. Rutter 1976).
- Les agrégats de quartz magmatique. A ce niveau, les bandes de cisaillement se marquent par une réduction importante de la taille du grain et sont classiquement jalonnées d'autres phases minérales à grain fin (phyllosilicates). L'absence de déformation notable de ces dernières suggère leur cristallisation tardive à partir de liquide concentré dans les bandes de cisaillement.

Des bandes de cisaillement conjuguées, dextres et senestres, peuvent être observées. Cependant, dès les premiers stades de la déformation, les bandes senestres sont extrêmement rares (Fig. 19). Les bandes dextres les mieux développées sont souvent localisées au niveau des agrégats de quartz magmatique, contrairement aux bandes les moins développées qui sont plutôt localisées au niveau des domaines quartzo-feldspathiques interstitiels (Fig. 17 et 18). Ceci souligne (1) que le processus de sélection des bandes de cisaillement est un phénomène précoce, les bandes dextres étant plus rapidement amplifiées que les bandes senestres, et (2) que la phase quartz doit être sensiblement plus déformable que les mélanges quartz-feldspath.

IV.2.2 Stade 2 : propagation des bandes de cisaillements et orthogneissification

Par rapport au stade précédent, les faciès orthogneissiques sont caractérisés par une densité de bandes dextres relativement forte, et une plus forte déformation moyenne des domaines foliés entre les bandes (angles C-S moyens d'environ 25-30°) (Fig. 17 et 18). A l'échelle macroscopique, ces caractères peuvent être attribués à la propagation des bandes de cisaillement au cours de la déformation progressive. La propagation induit bien sûr à elle seule une augmentation de la densité de bandes de cisaillement mesurée perpendiculairement au plan cisailant. De plus, l'amortissement du déplacement le long d'une bande isolée induit une perturbation importante du champ de déformation incrémentale au voisinage de la terminaison de la bande (cf. Ramsay 1980) (Fig. 21), selon des modalités comparables au cas des failles fragiles (cf. Gamond 1987). En d'autres termes, les bandes de

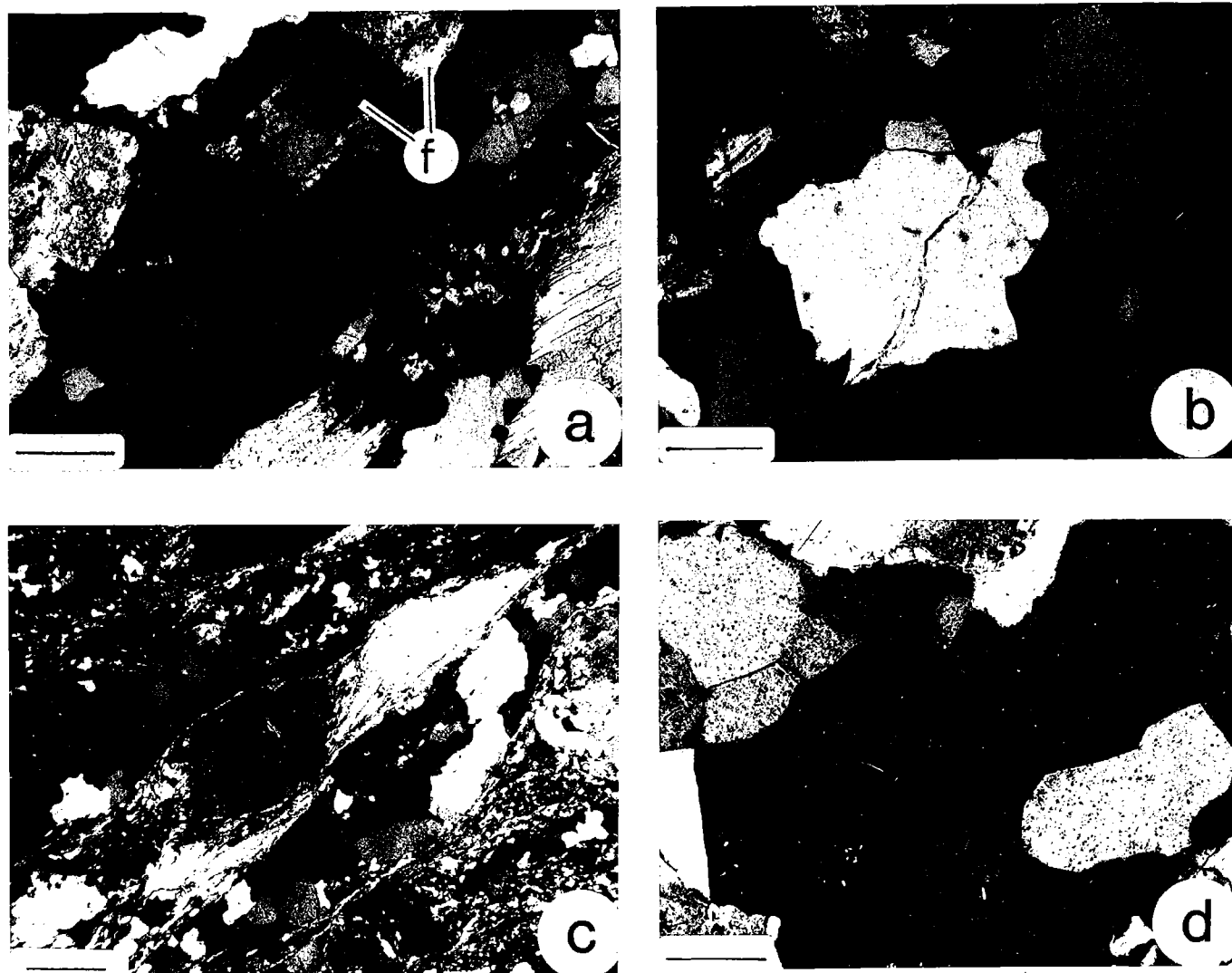
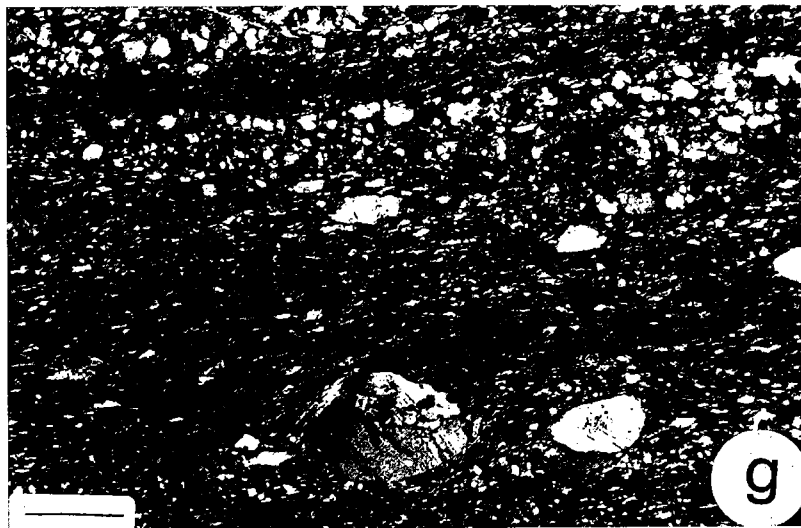
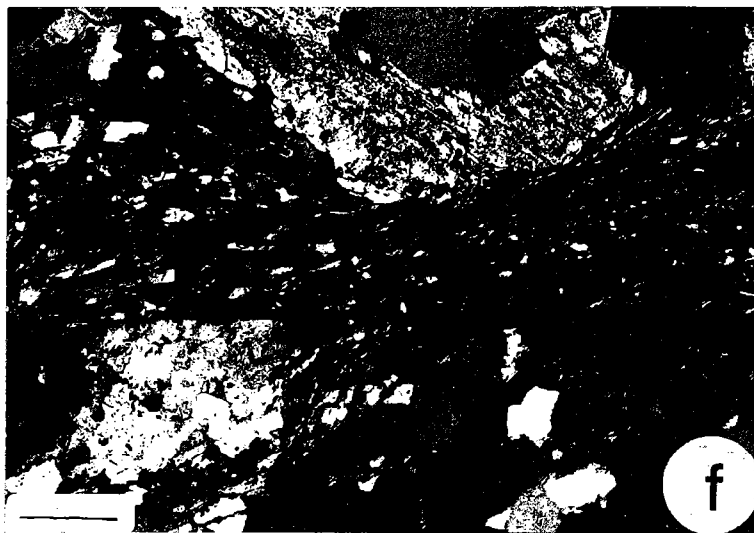
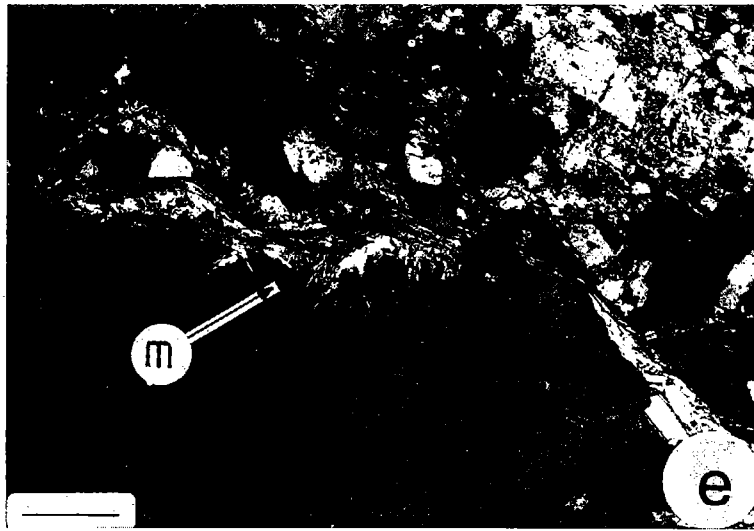


Fig.18 - Aspects microstructuraux de la déformation du leucogranite de Lizio ($\lambda 1\lambda 3$). (a, b), granite peu déformé ; on peut noter la déformation parfois fragile des feldspaths (f en a), ainsi qu'une forte activité de la migration des joints de grains dans le quartz (b). (c, d, e, f), orthogneiss ; par rapport au stade précédent, on note une réduction de la taille du grain ainsi que la présence de points triples dans le quartz (d) ; le feldspath potassique est localement déstabilisé, avec néogenèse de mica blanc (m, en e) ; au niveau des bandes de cisaillement, la taille du grain est très réduite en liaison avec l'abondance de la phase micacée fine et bien orientée (f). (g), ultramylonite ; l'ensemble de la roche présente une structure identique à celle observée dans les bandes de cisaillement locales des stades moins déformés (f). Echelles : a, c, e, f, g, 0.5 mm ; b, d, 0.25 mm.



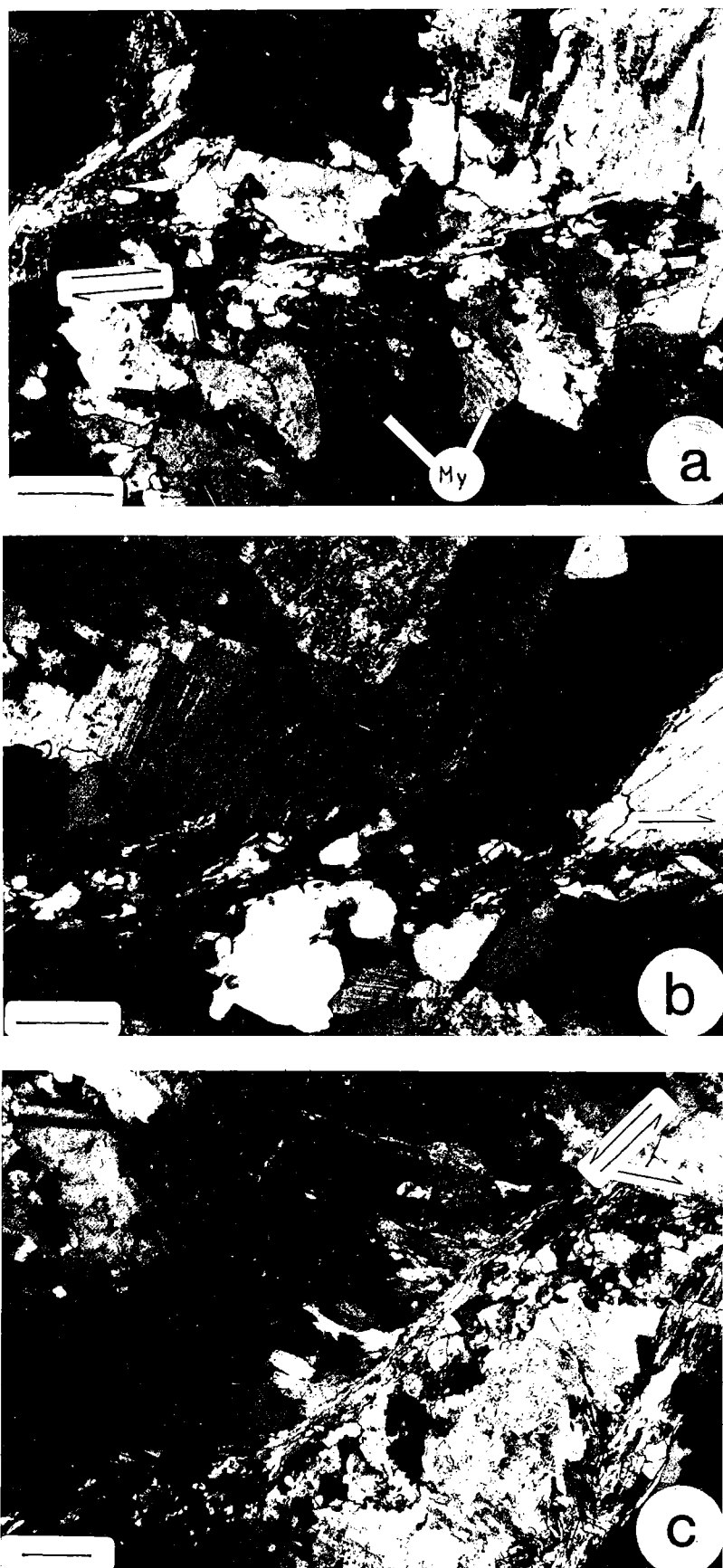


Fig.19 - Aspects des bandes de cisaillement embryonnaires dans le granite peu déformé ($\lambda_1 \lambda_3$). Des bandes dextres (a, b) et de très rares bandes conjuguées senestres (c) sont présentes. Le long des bandes de cisaillement, on note la présence de myrmékites (My) (a), la brutale réduction de la taille du grain (b) et la recristallisation dynamique des feldspaths (c). Echelles, 0,2 mm.

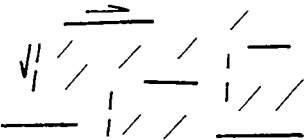
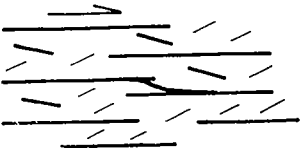

STRUCTURE	MECANISMES		FACTEURS LOCALISANTS
<u>Foliation "homogène"</u>	QUARTZ	FELDSPATH	
1 	(glissement $\langle c \rangle$) + recristallisa- tion par migra- tion	.(fracturation) .Diffusion	.taille du grain .viscosité relative Quartz / Feldspath .liquides résiduels intersticiels
<u>Orthogneiss C-S</u> 2 	.glissement $\langle a \rangle$ + recristallisa- tion par rota- tion	.fracturation .glissement + recristallisa- tion	.adoucissement géo- métrique (quartz) .adoucissement struc- tural (recristallisa- tion des clastes feldspathiques)
<u>Mylonite C-S</u> 3 	.glissements aux joints	.glissements + recristallisa- tion .glissements aux joints ?	.glissements aux joints

Fig.20 - Schéma des principaux stades du développement des structures C-S et principaux types de microstructures et de mécanismes de déformation associés.

cisaillement imposent une déformation des domaines inter bandes lorsqu'elles se propagent. Cette déformation, lorsque le matériel est instable, peut en outre (1) induire la nucléation de nouvelles bandes, en particulier dans le domaine extensif (Fig. 21), et (2) imposer temporairement une composante cisailante parallèle à l'anisotropie préexistante (plans S) dans le domaine compressif (Fig. 21) (Gamond 1987).

Du point de vue microstructural, les principaux caractères des faciès orthogneissiques sont les suivants (Berthé 1980, Berthé et al. 1979, Auffray 1986) :

- 1 - Formation et développement de queues de cristallisation essentiellement quartzo-feldspathiques aux extrémités des phénocristaux de feldspath.
- 2 - Déformation plastique des feldspaths marquée par le développement de structures en sous-grains et par une recristallisation dynamique localisée le long des fractures intragranulaires et aux joints de grains (structures en "noyau-manteau", White 1975) (Auffray 1986). La recristallisation s'accompagne d'une forte réduction de la taille du grain et de la néogenèse locale de micas blancs, ce qui suggère l'amorce de réactions d'hydratation rétro-morphique avec déstabilisation locale du feldspath potassique (Fig. 18f).
- 3 - Développement de rubans de quartz à partir des quartz magmatiques et des cristallisations en zones abritées. Ces rubans polycristallins sont formés de néoblastes de taille moyenne plus fine et moins variable que dans les stades précédents. La présence de joints polygonaux définissant des points triples (Fig. 18) souligne l'activité dominante des glissements intracristallins accompagnés de recristallisation par rotation (Drury et al. 1985). Les fortes orientations préférentielles de réseau décrites en détail par ailleurs (cf. ch. III) montrent que les glissements de direction $\langle a \rangle$ ((0001) et $(10\bar{1}0)$) sont dominants (Fig. 22).

Deux principaux processus d'adoucissement peuvent être invoqués pour rendre compte de la localisation du cisaillement le long des bandes C :

- *Adoucissement géométrique*. Il est suggéré par la réorientation des lignes de glissement intracristallin parallèlement au plan cisailant dans les rubans de quartz (cf. ch. III). Ainsi, les veines de quartz mylonitiques localement présentes dans l'orthogneiss sont caractérisées par une très forte orientation préférentielle des axes $\langle a \rangle$ parallèlement à la direction de cisaillement (Fig. 22).

- *Adoucissement structural*. La destruction des phénocristaux feldspathiques par recristallisation (Auffray 1986) contribue à la diminution globale de la taille du grain dans les bandes de cisaillement. Celles-ci apparaissent alors constituées d'un mélange plus ou moins homogène de feldspath, quartz et micas (d'origines magmatique et réactionnelle) (Fig. 18e, h). Cette dispersion des différentes phases minérales recristallisées, combinée à la très petite taille du grain et à la disparition locale de la fabrique du quartz (cf. ch. III), suggère l'activité importante du glissement aux joints de grains (cf. Boullier & Gueguen 1975). On sait en outre que des impuretés, telles que de fines particules micacées, dispersées le long des joints peuvent freiner considérablement la croissance des néoblastes (White et al. 1980, Etheridge & Wilkie 1979). Ce facteur est classiquement invoqué dans les mylonites

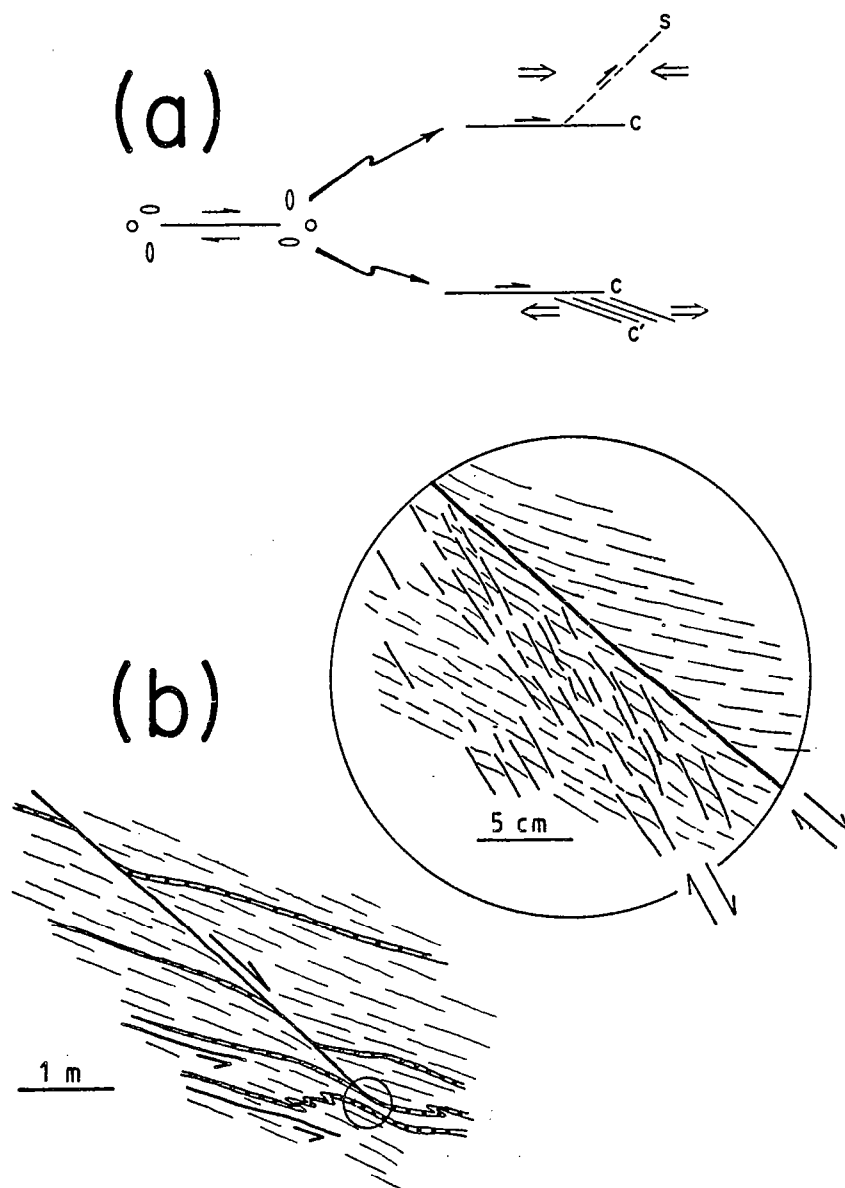


Fig.21 - (a) Perturbation du champ de déformation au niveau de la terminaison d'une zone de cisaillement simple. (b) exemple de structures observables au niveau de la terminaison d'une zone de cisaillement (granite de Questembert, Massif armoricain). L'amortissement du déplacement le long de la zone, vers la terminaison est souligné par des veines de quartz cisillées (en points).

pour rendre compte du maintien d'une taille de grain suffisamment fine, inférieure à celle en équilibre par rapport aux contraintes déviatoriques moyennes (Twiss 1977), de telle sorte que la vitesse de déformation par fluage superplastique (glissements aux joints) puisse être significativement supérieure à celle permise par le seul fluage par dislocation (White 1976, 1977, Etheridge & Wilkie 1979, Gapais & White 1982).

IV.2.3 Stade 3 : Mylonitisation

Le processus de mylonitisation correspond véritablement à la localisation de la déformation cisailante, dans des bandes d'échelle supérieure ou égale au décimètre, et qui se développent dans le granite orthogneissique à structures C-S. Il apparaît essentiellement lié aux phénomènes d'interactions entre bandes de cisaillement voisines qui s'anastomosent au cours de leur propagation (Fig. 23). Il conduit à un envahissement brutal de l'ensemble du matériau par bandes de cisaillement (Fig. 18i) au delà d'une déformation moyenne correspondant à un angle moyen entre schistosité (S) et bandes (C) d'environ 20° . Cette valeur doit en fait correspondre à une orientation critique à partir de laquelle les glissements le long des plans d'anisotropie constitués par les surfaces S deviennent localement significatifs, en particulier au niveau des terminaisons (Fig. 22, 23). A ce stade, la déformation des domaines inter-bandes augmente fortement : à l'échelle de l'affleurement, la transition entre le granite mylonitique dans lequel schistosité et bandes de cisaillement sont clairement distinguées, et le granite ultramylonitique, dans lequel seuls subsistent quelques porphyroclastes feldspathiques englobés dans une matrice fine, est très brutale. C'est aussi à ce stade, lorsque S tend à se paralléliser à C, que les bandes de cisaillement secondaires (C' Fig. 17d) deviennent bien développées (Berthé et al. 1979).

Par rapport aux stades orthogneissiques, l'augmentation de la matrice à grain fin constituant les bandes de cisaillement est principalement due à la recristallisation dynamique des feldspaths magmatiques. La distribution des différents minéraux constitutifs (feldspaths, quartz, micas) et la taille du grain tendent à s'homogénéiser (Fig. 18i) alors que la fabrique du quartz tend à disparaître (cf. ch III), ce qui souligne que le glissement aux joints de grains doit devenir un mécanisme de déformation dominant à l'échelle de la roche. Dans les ultramylonites, des rubans de quartz orienté peuvent cependant subsister. Ils peuvent alors être plissés, en particulier au voisinage des porphyroclastes de feldspath qui constituent des hétérogénéités rigides. Lors d'une déformation cisailante, on sait que la présence de telles hétérogénéités favorise la localisation et l'amplification de plis asymétriques dans la matrice ductile (e. g. Merle 1982), et que leur rotation rigide peut induire le plissement des queues de cristallisation par enroulement (cf. Passchier et Simpson 1986, Van den Driessche et Brun 1987). Dans les ultramylonites, des plis en fourreaux d'échelle millimétrique à centimétrique peuvent ainsi affecter la foliation majeure.

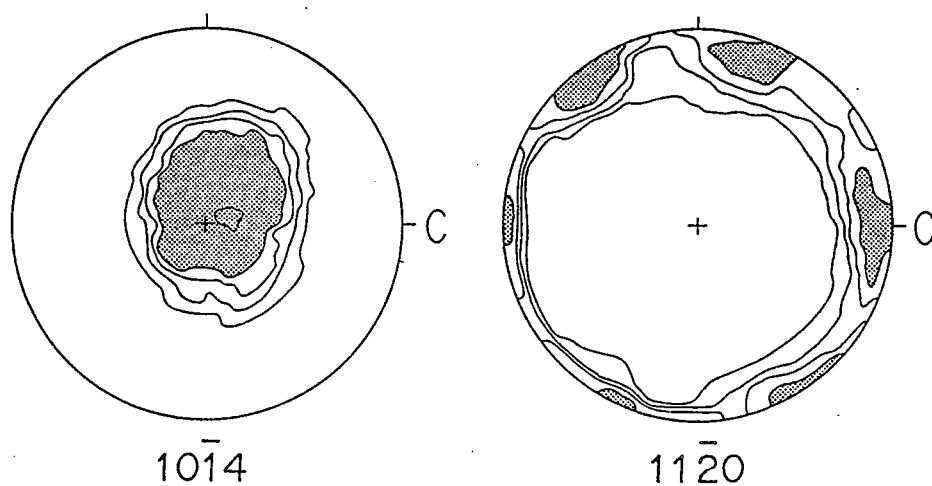


Fig.22 - Exemple type des orientations préférentielles de réseau du quartz dans une veine de quartz mylonitique dans le granite de Lizio ; les figures de poles correspondent aux formes $(10\bar{1}4)$ (images lissées des orientations préférentielles d'axes C) et $(11\bar{2}0)$ (axes $\langle a \rangle$: lignes de glissement). Contours : 1, 1.6, 2.2, 2.8 x d. u. ($10\bar{1}4$) et 1, 1.5, 2, 2.5 x d. u. ($11\bar{2}0$).

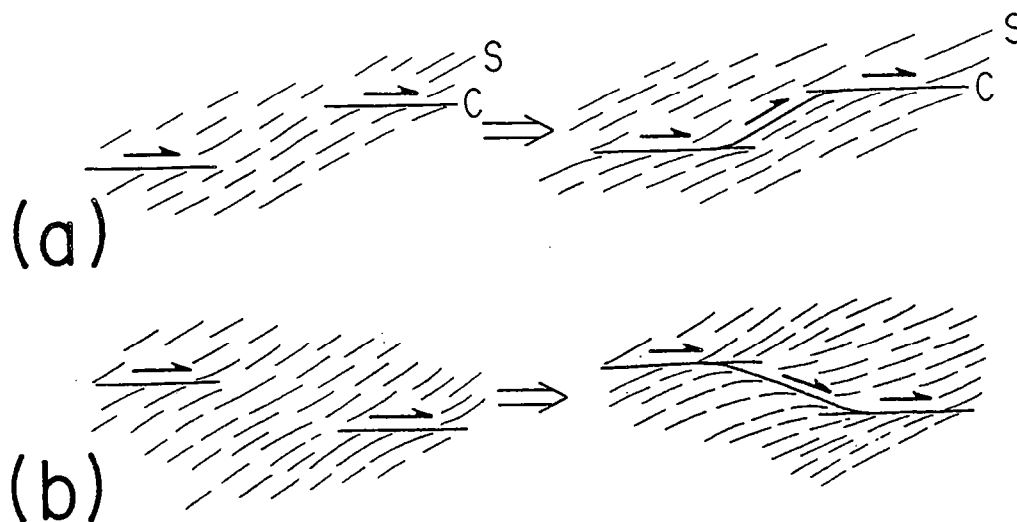


Fig.23 - Modèles schématiques d'anastomose des bandes C au cours du cisaillement progressif ; (a), par glissement sur S ; (b), par l'intermédiaire de plans C'.

IV.3 EVOLUTION GEOMETRIQUE

Six échantillons dans lesquels surfaces S et surfaces C étaient clairement distinguables (déformation totale modérée) ont été sélectionnés afin d'étudier plus en détail l'évolution des bandes de cisaillement au cours des premiers stades de la déformation, lors de l'orthogneissification. Une cartographie des bandes C en section λ_1, λ_3 (Fig. 24) permet de mesurer différents paramètres caractéristiques (orientations, longueurs, déplacements, densité, espacement). Leurs relations avec la déformation sont décrites et discutées ci-dessous. A titre comparatif, des résultats préliminaires obtenus sur modèles analogiques sont présentés par ailleurs en appendice IV 1.

IV.3.1 Orientation des bandes de cisaillement

L'orientation des bandes de cisaillement en fonction de leur longueur est reportée sur la Fig. 25. Ces diagrammes soulignent les caractères suivants :

- La distribution des orientations est globalement comparable dans les différents échantillons, et donc pour différentes quantités de déformation.
- Les bandes de cisaillement les plus longues présentent une forte orientation préférentielle qui s'accroît avec l'augmentation de la déformation. En d'autres termes, il existe une seule orientation selon laquelle la propagation des bandes est favorisée. Elle est très constante et parallèle à la zone de cisaillement régionale (Berthé 1980, Berthé et al. 1979, Jegouzo 1980).
- La distribution est dissymétrique. La dissymétrie s'accroît avec l'augmentation de la déformation. Ceci est à relier à l'accroissement du nombre de bandes de cisaillement secondaires (C') obliques sur la direction de cisaillement global (C) au cours de la déformation croissante (cf. Berthé et al. 1979). En outre, ces diagrammes suggèrent que des orientations de type C' peuvent coexister avec des orientations de type C dès les premiers stades de la déformation cisailante (e. g. Fig 24a). Une distribution similaire a par ailleurs été obtenue dans des modèles analogiques en plasticine pour de très faibles quantités de cisaillement simple ductile ($\gamma > 0.15$) (Cloarec 1985) (cf. Fig. 45). Cette dispersion significative de l'orientation des bandes de cisaillement entre des orientations C et C' est très comparable au cas des associations de failles R (similaires aux C') et P (similaires aux C) qui peuvent s'observer lors de la formation de zones de cisaillement dans des matériaux fragiles (Tchalenko 1970, Gamond 1983, 1987, Logan et al 1981, Mandl et al. 1977).

Les données ci-dessus (Fig. 24, 25) soulignent que deux grands stades d'évolution peuvent être distingués en fonction de l'intensité de la déformation (Fig. 26) :

- La *propagation des bandes C* est favorisée pour des déformations relativement modérées, lorsque schistosité et plan cisailant sont significativement obliques et que l'anisotropie moyenne de la roche reste faible (larges domaines sans forte réduction de la taille du grain). C'est typiquement le cas des orthogneiss où le caractère beaucoup moins évolué des bandes obliques par rapport

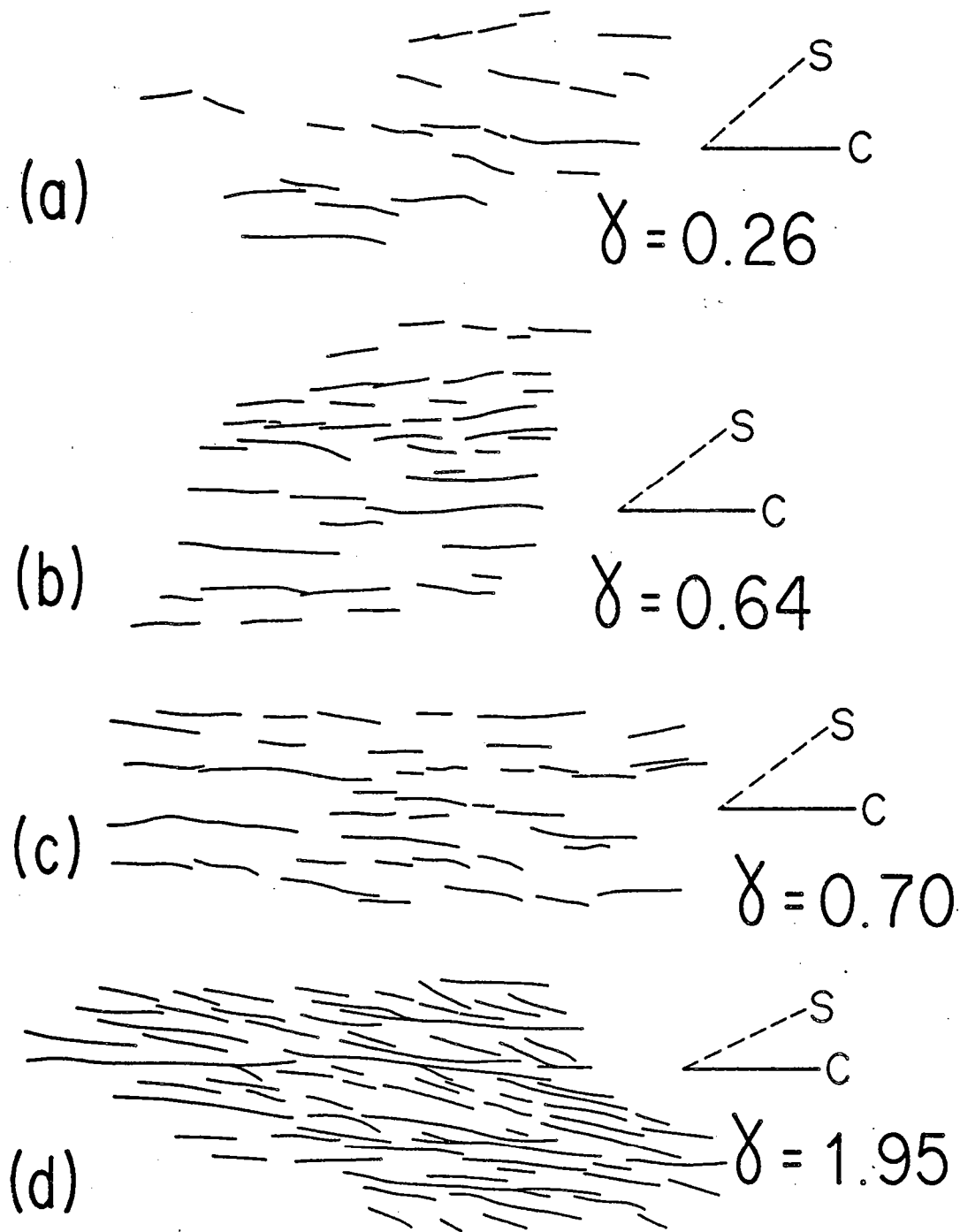
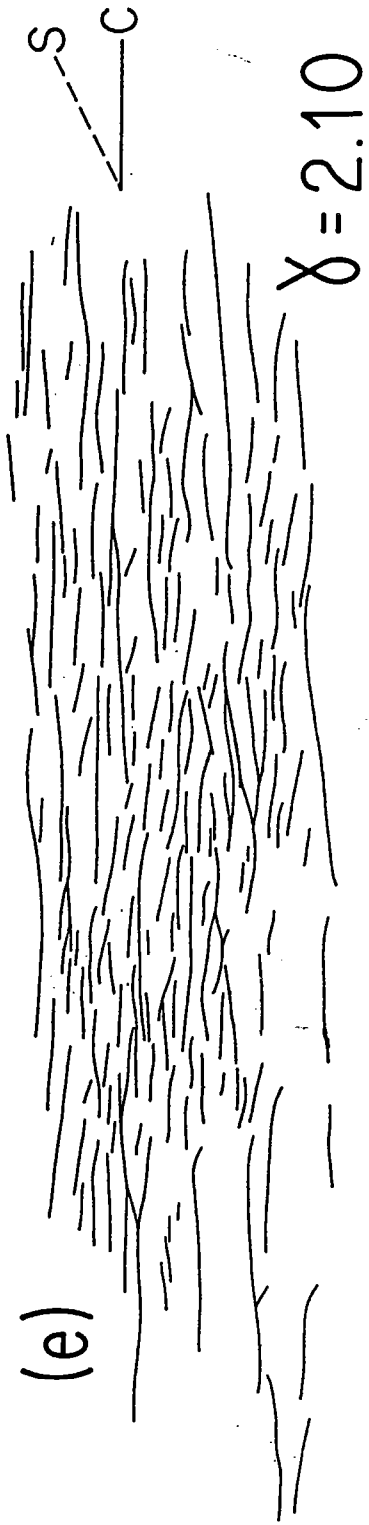
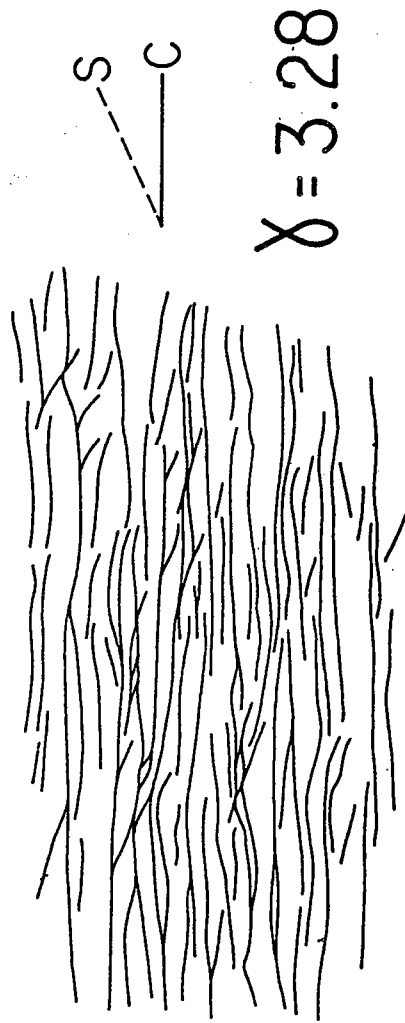


Fig.24 - Cartes des bandes de cisaillement dans six échantillons représentatifs de l'évolution de la déformation depuis les granites peu déformés (a) jusqu'aux orthogneiss (e,f). L'angle moyen entre C et S est indiqué pour chaque stade.

(e)



(f)



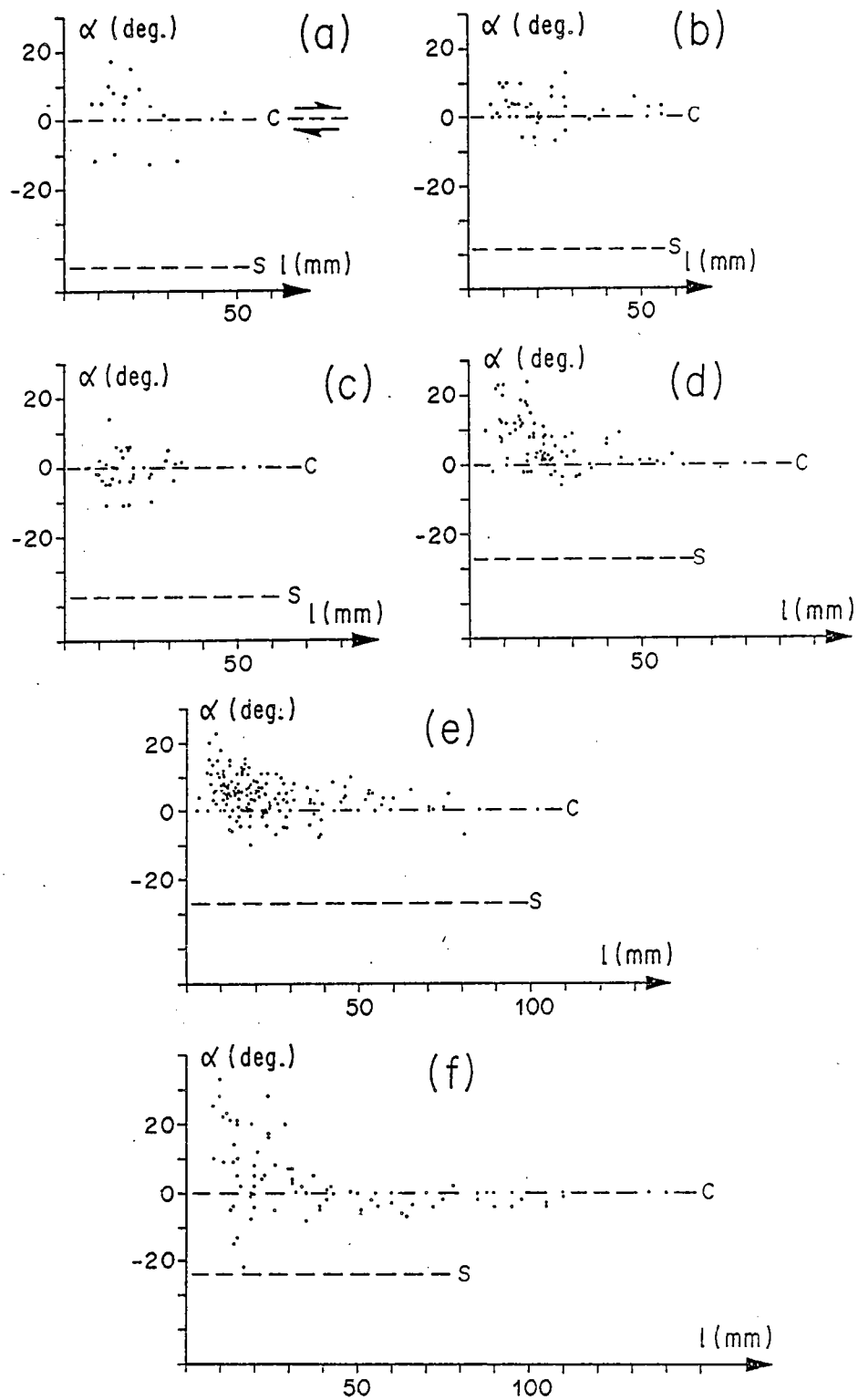


Fig.25 - Relations entre la longueur des bandes (l) et leur orientation (α) par rapport à S dans les 6 échantillons de la Fig. 2

aux bandes C est parfois très net (e. g. Fig 24d). Des modélisations en cisaillement simple ductile faites par Jordan (1987) sur des agrégats composites calcaire-sel montrent le même type de comportement.

- La *propagation des bandes C'* est favorisée pour des déformations cisailantes intenses, lorsque l'angle C-S est faible et que la roche est globalement très anisotrope (anisotropie planaire définie par des surfaces C et S très pénétratives dans une roche à grain moyen très fin). C'est typiquement le cas des mylonites et des ultramylonites (Fig. 17d) (Berthé et al. 1979).

Comme nous l'avons signalé précédemment, la transition entre ces deux stades se marque par un accroissement important des glissements le long des surfaces S qui sont subparallèles aux surfaces C.

IV.3.2 Relations déformations homogène-déformation totale

Pour chaque échantillon étudié, une longueur moyenne (\bar{l}) des bandes et une densité moyenne de bandes (X) (nombre (n) de bandes par millimètre mesuré perpendiculairement aux surfaces (C)) ont été estimés à partir des cartes de la figure 24. Parallèlement, des décalages de fragments de clastes (micas ou feldspaths) ou de rubans de quartz permettent d'estimer grossièrement les déplacements locaux (D) le long des bandes de cisaillement (Fig. 27), ainsi qu'un déplacement moyen (\bar{D}) par bande à l'échelle de l'échantillon.

Dans l'hypothèse d'un cisaillement simple, on peut alors estimer la quantité de cisaillement totale (γ) par la relation :

$$\gamma_o = X \gamma_b + (1 - X) \gamma_s, \quad (7)$$

(γ_b) et (γ_s) correspondant respectivement aux quantités cisaillement accommodées dans les bandes et de manière homogène entre les bandes. (γ_s) est déduite de la mesure de l'angle moyen (θ) entre schistosité (S) et bandes (C) ($\tan 2\theta = \gamma_s$).

Les valeurs ainsi obtenues (Tableau II) ne sont bien sûr que très approximatives. En particulier, une estimation précise de (γ) nécessiterait de connaître les largeurs (w) des bandes de cisaillement. Celles-ci sont en fait très difficilement mesurables, même au microscope où l'on observe en outre qu'elles peuvent varier le long d'une même bande, en fonction des associations minérales affectées. L'ordre de grandeur de (w) reste cependant inférieur au millimètre pour la grande majorité des bandes, comme le confirment quelques mesures locales qu'il a été possible d'effectuer sur lames minces (Fig. 28). Dans le tableau II, les estimations de (γ) correspondent à une largeur moyenne de 1 mm par bande. Elles représentent donc probablement une approximation par excès, qui doit rester raisonnable au moins tant que la proportion relative de bandes (X) reste modérée. Le report de (w) en fonction du déplacement local (D) (Fig. 28) semble toutefois révéler une corrélation positive entre ces deux paramètres qui, bien qu'inexploitable, est compatible avec les diverses observations faites par

ailleurs sur des zones de cisaillement expérimentales ou naturelles d'échelles variées (Otsuki 1978, Mitra 1979).

ech.	l_{\max} (mm)	l_{\min} (mm)	D_{\max} (mm)	D_{\min} (mm)	\bar{l} (mm)	\bar{D} (mm)	χ	θ (deg.)	γ_s	γ_o
a	50	8	4	0.5	25	2.6	0.05	43 ± 2	0.14	0.26
b	60	7	6.5	0.5	23.5	2.4	0.09	38.5 ± 3	0.46	0.64
c	60	12	6	2.0	26	2.8	0.07	37.5 ± 4	0.54	0.70
d	85	12	11	1.0	37.5	4.5	0.16	27 ± 4	1.45	1.95
e	130	6	18	0.5	40	4.9	0.18	27 ± 4	1.45	2.10
f	160	8	25	1.0	66	9.2	0.20	24 ± 4	1.80	3.28

Les corrélations positives entre γ_s , γ_b et γ_o sont relativement bonnes (Fig. 29, 30). Elles soulignent en outre que la contribution des bandes de cisaillement devient significative dans les faciès orthogneissiques, lorsque la proportion relative de bandes dépasse 10 - 15%. Estimer la quantité de déformation dans de telles roches par la simple mesure de l'angle C-S devient alors erronée. A titre d'exemple, cela conduirait dans les échantillons d, e, et f (Fig. 24) à sous estimer de 30 à 100% la quantité de cisaillement.

IV.3.3 Espacement entre bandes

A l'échelle de l'échantillon, l'espacement (S) entre les bandes de cisaillement varie autour d'une valeur préférentielle assez nette (Fig. 24 & 31). Ceci permet d'estimer un espacement moyen (\bar{S}) représentatif à partir de mesures faites le long de lignes perpendiculaires aux plans C. On observe une bonne corrélation entre \bar{S} et γ_o , approchée par la relation $\log \bar{S} = -0.69 \log \gamma_o + 0.92$ (coefficient de corrélation = -0.97) (Fig. 32).

Outre le caractère périodique des bandes de cisaillement, on souligne encore ici que l'instabilité globale du matériau s'amplifie fortement dans les orthogneiss, au delà d'une quantité de cisaillement de l'ordre de 1 à 1.5. L'extrapolation de la relation observée à de fortes quantités de cisaillement conduirait à déduire un envahissement complet de la roche par une matrice

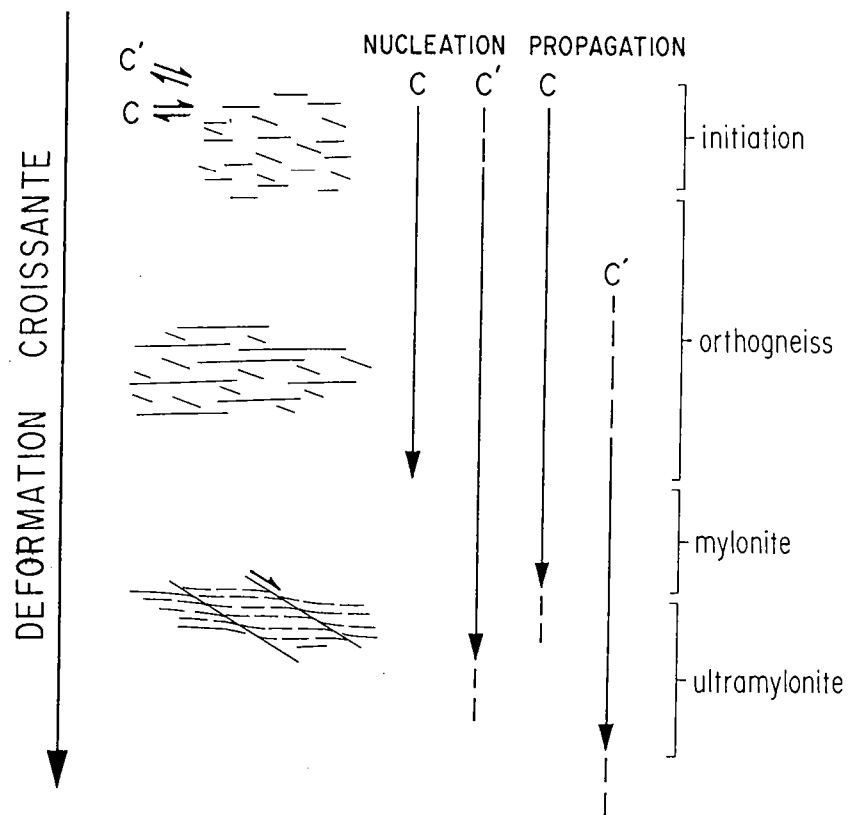


Fig.26 - Relations probables entre déformation totale et propagation des bandes C et C' lors de la mylonitisation, déduites des observations macroscopiques sur le granite de Lizio (cf. Fig. 24 et 17).



Fig.27 - Exemples de marqueurs utilisables pour estimer les déplacements le long des bandes de cisaillement. Echelle, 0,5 cm.

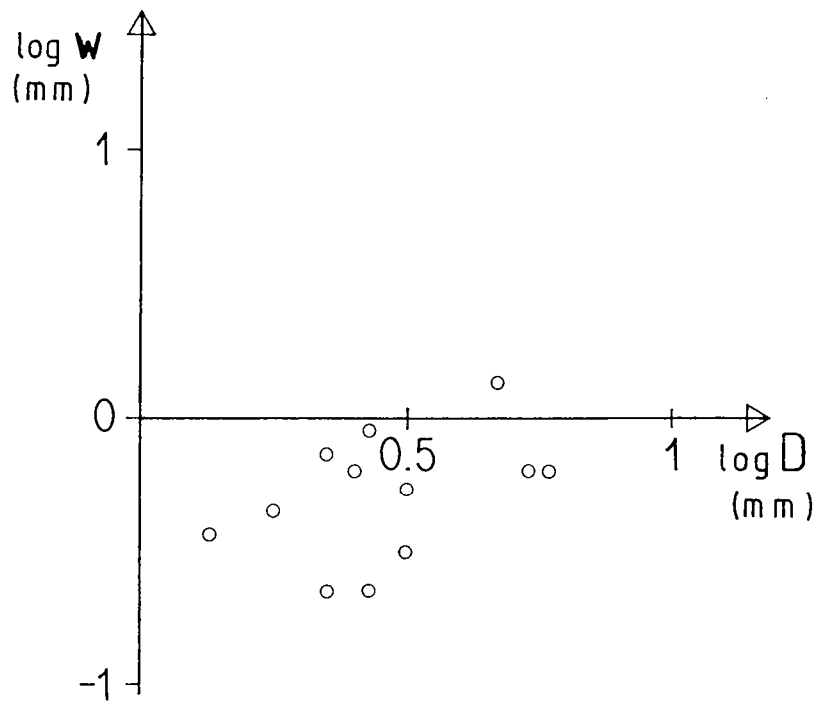


Fig.28 - Largeur (w) des bandes en fonction du déplacement (D) associé mesurés au microscope.

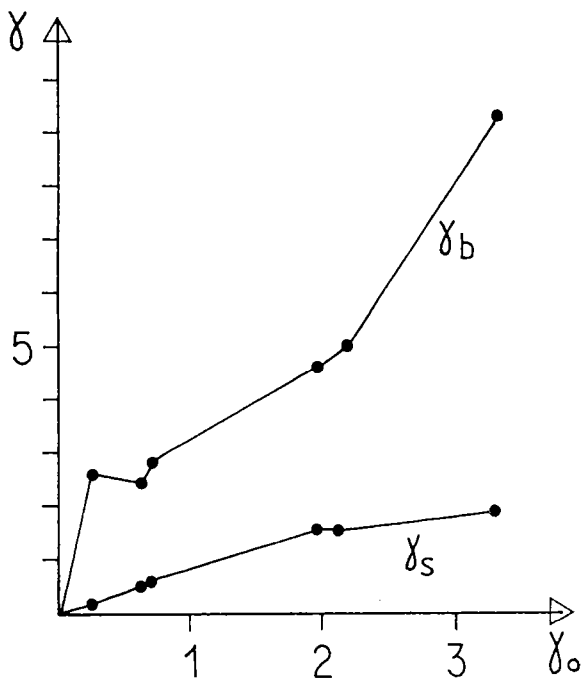


Fig.29 - Quantités moyennes de cisaillement dans les bandes (γ_b) et entre les bandes (γ_s) en fonction du cisaillement total (γ_o) pour les 6 échantillons de la Fig.24.

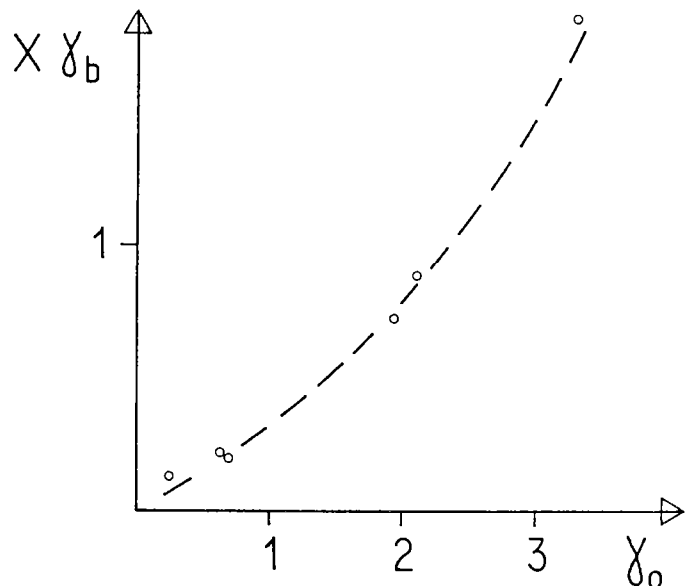


Fig.30 - Quantité totale de cisaillement accumulé dans les bandes ($X\gamma_b$, avec X % de bandes mesuré perpendiculairement aux bandes et b cisaillement moyen sur une bande) en fonction du cisaillement total (bandes + matrice) (γ_o) dans les 6 échantillons de la Fig. 24.

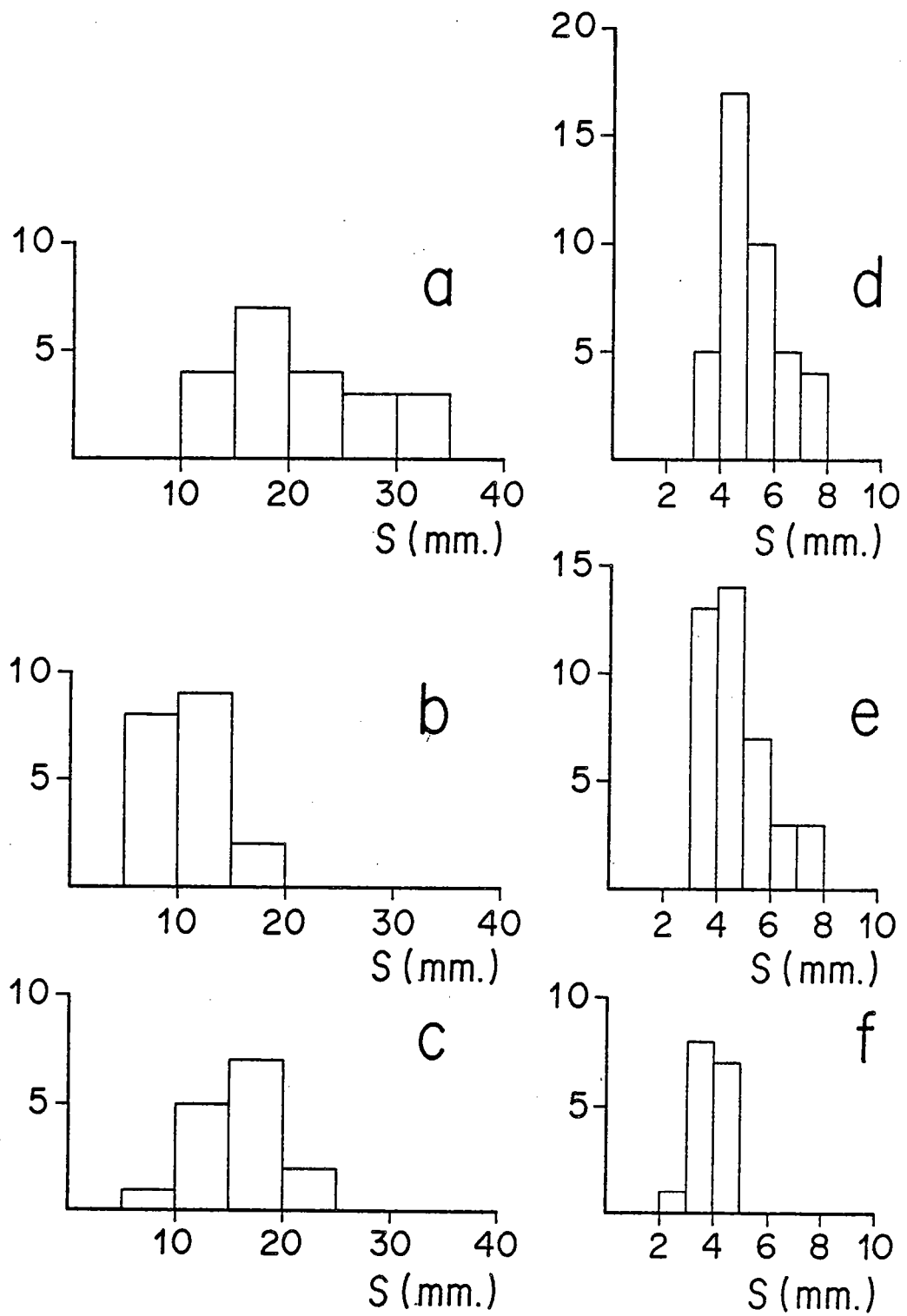


Fig.31 - Histogrammes de fréquence de l'espacement entre les bandes pour les 6 échantillons (a-f) de la Fig. 24. Un espacement préférentiel est présent dans les stades peu déformés et s'accroît avec la déformation.

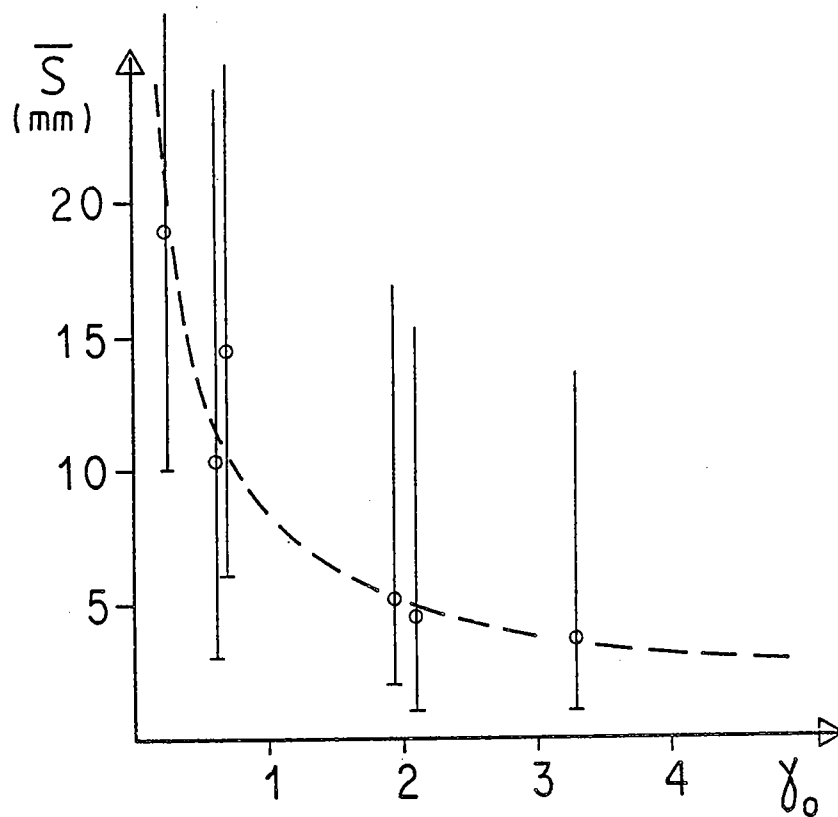


Fig.32 - Relation entre espacement moyen (\bar{S}) entre bandes et quantité de cisaillement total (γ_0) pour les 6 échantillons de la Fig. 24. Un coefficient de corrélation de - 0.97 est obtenu pour la relation $\text{Log } S = -0.69 \log \gamma_0 + 0.92$ (pointillés). Les barres attachées à chaque point indiquent la dispersion des mesures locales.

ultramylonitique (S de l'ordre du millimètre) pour une valeur de $\dot{\gamma}_0$ de l'ordre de 20.

IV.3.4 Déplacements et longueurs de bandes

Des mesures du déplacement en fonction de la longueur des bandes sur les différents échantillons (Fig. 24) sont reportées sur la Figure 33. On note les points suivants :

- 1 - C'est la dispersion des valeurs de (D) et de (l) qui augmente avec la déformation, beaucoup plus que les valeurs moyennes. Ceci souligne que les petites bandes de cisaillement peu évoluées sont nombreuses quelque soit l'intensité de la déformation. Il n'est malheureusement pas possible de préciser quelle peut être la contribution de variations des vitesses de propagation et de déplacement d'une bande à l'autre, par rapport à un effet de nucléation de nouvelles bandes au cours de la déformation. Ce dernier effet doit toutefois être important, comme le soulignent les nombreuses petites bandes de type C' qui recoupent clairement les bandes C dans les orthogneiss (Fig. 24).
- 2 - La relation entre (D) et (l) est identique quelle que soit l'intensité de déformation. Le report de l'ensemble des mesures sur un même diagramme (Fig. 34) fournit une très bonne corrélation (coefficient de corrélation = 0.93) du type :

$$D = 0.05 l^{1.23}$$

Il est intéressant de noter que Ranalli (1977) a obtenu une relation quasiment identique à partir d'une compilation de 131 décrochements crustaux de plus de 40 km de long : $D = 0.05 l^{1.17}$ (coef. corrél. = 0.82).

Les données ci-dessus ne suffisent pas pour discuter en détail la signification et les causes de la relation observée. Cependant, outre l'intérêt évident qu'elle suggère pour l'estimation des déplacements le long des zones de cisaillement dont la longueur active est mesurable, cette relation est raisonnablement approximée par une proportionnalité entre D et l à l'échelle d'une bande de cisaillement donnée. Ceci semble particulièrement vrai pour les bandes relativement évoluées ($l > 5$ cm) (Fig. 34) (voir également appendice IV 1). En d'autres termes, il semble que le rapport entre vitesse de déplacement et vitesse de propagation puisse rester globalement constant à l'échelle d'une bande bien individualisée, et ceci tout au long de la déformation progressive quelle que soit la vitesse de cisaillement ($\dot{\gamma}_0$) aux limites du système. Cette proposition est en outre appuyée par l'allure des variations des valeurs moyennes de (D) et de (l) en fonction de ($\dot{\gamma}_0$) pour les plus grandes bandes de cisaillement observées dans les échantillons étudiés (Fig. 35). Pour ces bandes, que l'on peut raisonnablement supposer être les premières à nucléer et s'être propagé durant toute la déformation, (D) et (l) montrent une bonne corrélation linéaire avec ($\dot{\gamma}_0$) (Fig. 35). Les rapports entre vitesse de déplacement et vitesse de cisaillement global semblent donc rester globalement constant au cours de la déformation progressive pour les bandes qui contribuent de façon significative à la déformation totale. Par ailleurs, l'analyse cinématique des structures C-S montre que la déformation totale associée

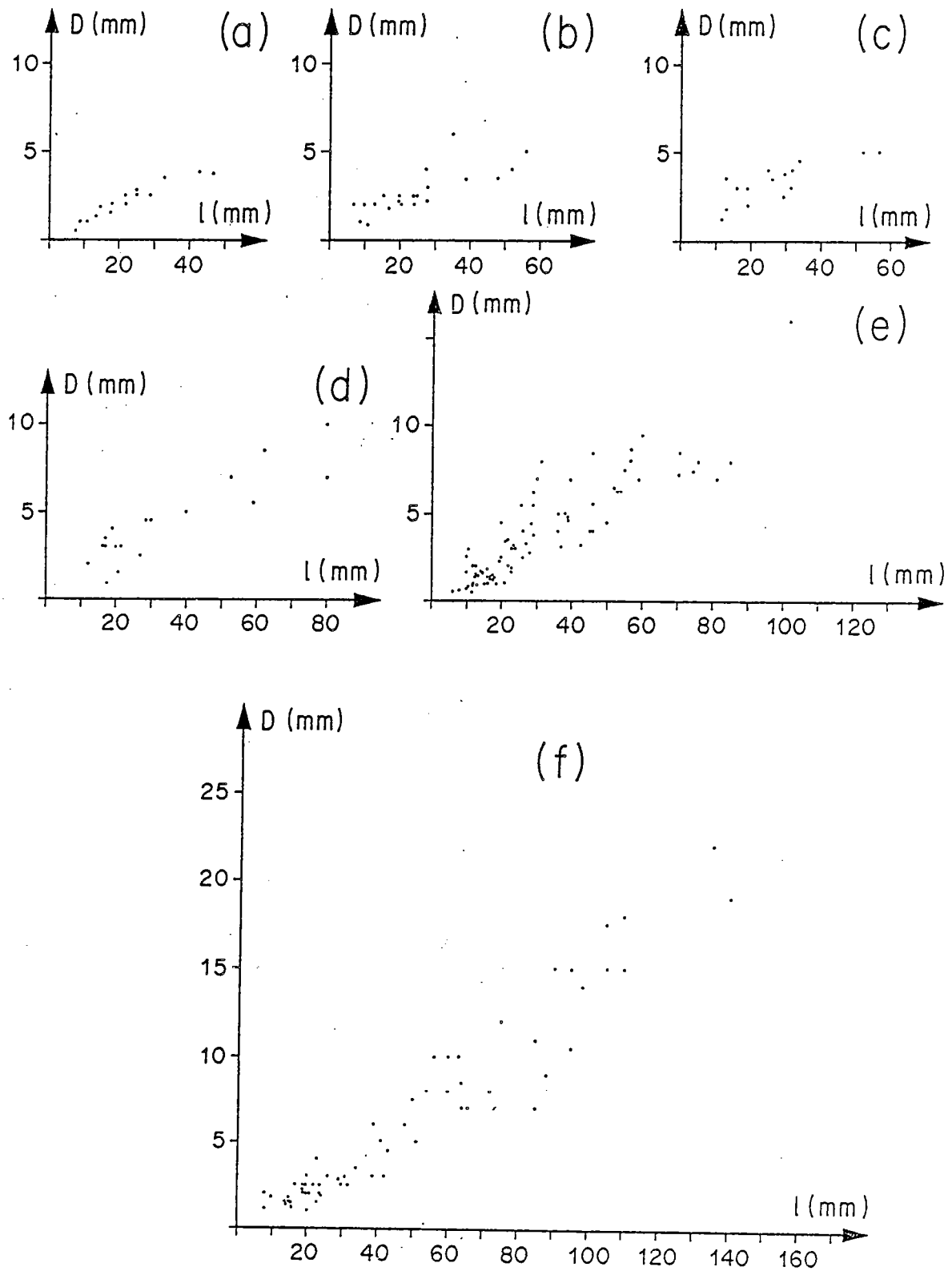


Fig.33 - Déplacements (D) sur les bandes en fonction de leur longueur (l) mesurés sur des bandes individuelles isolées des échantillons (a-f) de la Fig. 24.

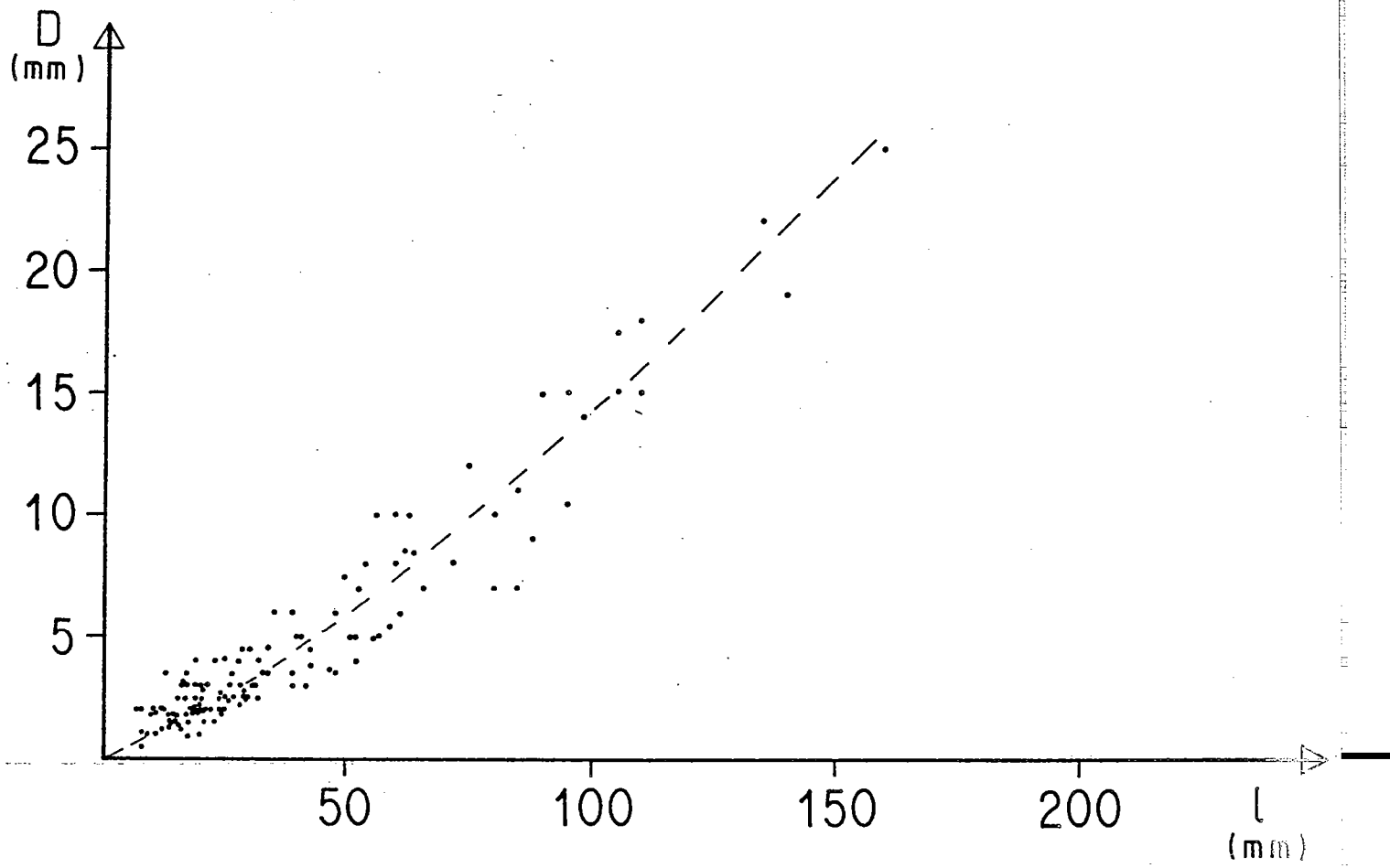


Fig.34 - Déplacements (D) sur les bandes en fonction de leur longueur (l) pour l'ensemble des échantillons de la Fig. 24. Un coefficient de corrélation de 0.93 est obtenu pour la relation $D = 0.05 l^{1.23}$ tracée sur la Figure.

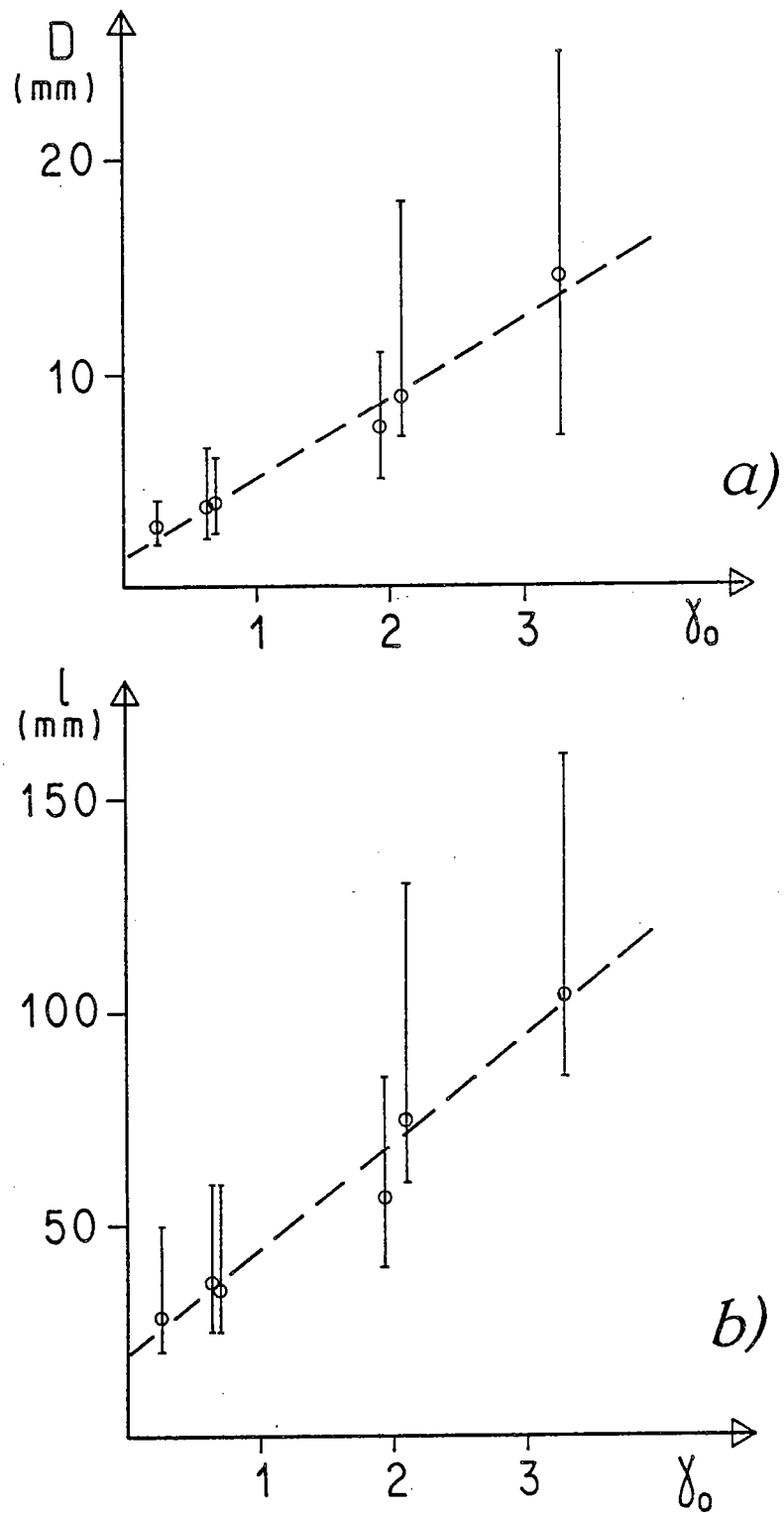


Fig.35 - Déplacements moyens (D) (a) et longueurs moyennes (l) (b) en fonction du cisaillement total (γ_0) pour les plus grandes bandes des échantillons de la Fig. 24. Les barres attachées à chaque point montrent les valeurs minimales et maximales de (D) et de (l) observées dans chaque échantillon pour les bandes mesurées. Les droites tracées sur (a) et (b) correspondent à un coefficient de corrélation de 0.98.

est du cisaillement simple (ch. X). Dans la limite où la largeur des bandes varie peu, ceci signifie que le rapport des viscosités effectives bandes de cisaillement-roche totale peut raisonnablement être approximé par une constante, susceptible de varier d'une bande à l'autre, mais vraisemblablement largement inférieure à 10 pour la plupart des bandes (c.f. Fig. 35). On souligne encore ici que les bandes de cisaillement définissant les structures C-S localisent relativement peu la déformation à l'échelle de l'échantillon. Une telle approximation linéaire ne peut en tout état de cause être justifiée que pour des bandes de cisaillement bien exprimées et efficaces, c'est-à-dire des bandes ayant pu atteindre une certaine longueur critique et accommoder une quantité de cisaillement significative. Lors de la nucléation, et aussi au niveau des terminaisons de bandes de cisaillement, des relations de type exponentiel entre déplacement et distance le long de la bande d'une part, et entre déplacement et quantité de cisaillement global d'autre part sont attendues (Bowden 1970, Priour 1985, Simpson 1983) (cf. appendice IV 1).

IV.4 STRUCTURES C-S ET HISTOIRE THERMIQUE : DISCUSSION

IV.4.1 Conditions de naissance des structures C-S

Les caractères les plus remarquables des structures observées dans les faciès peu déformés à orthogneissiques sont :

- 1 - Les structures C-S affectent de grands volumes de roche.
- 2 - Les bandes de cisaillement sont très nombreuses, de petite échelle, et accommodent chacune une faible quantité de cisaillement.
- 3 - La déformation moyenne est en général relativement homogène à l'échelle de l'échantillon. De forts gradients de cisaillement ne sont véritablement exprimés qu'à l'échelle du grain (plans C), d'une part, et de l'échelle de l'affleurement à l'échelle régionale d'autre part (cf. Jegouzo 1980).

Ces caractères apparaissent typiques d'un matériau globalement très ductile et relativement peu instable. Cette proposition trouve clairement sa justification dans le modèle d'instabilité développé par Bowden (1970). Ce modèle, applicable à la propagation des zones de cisaillement (Priour 1985), considère le cas de l'amplification d'une hétérogénéité de déformation initiale au cours de la déformation progressive et examine les conditions nécessaires pour qu'il en résulte un adoucissement global du matériau (strain softening). L'amplification de l'instabilité initiale s'exprime par une concentration de la déformation dans une zone de cisaillement. A vitesse de déformation globale constante, Bowden (1970) (voir également Poirier 1980, Priour 1985) montre que, dans la mesure où l'on tient compte d'une contrainte nécessairement identique à chaque instant à l'intérieur et à l'extérieur de la zone de cisaillement, la seule déformation ne permet l'amplification de l'instabilité que si le matériau (1) durcit avec la vitesse de déformation ($\frac{\partial \sigma}{\partial \dot{\gamma}} > 0$), et (2) s'adoucît avec la déformation ($\frac{\partial \sigma}{\partial \gamma}$

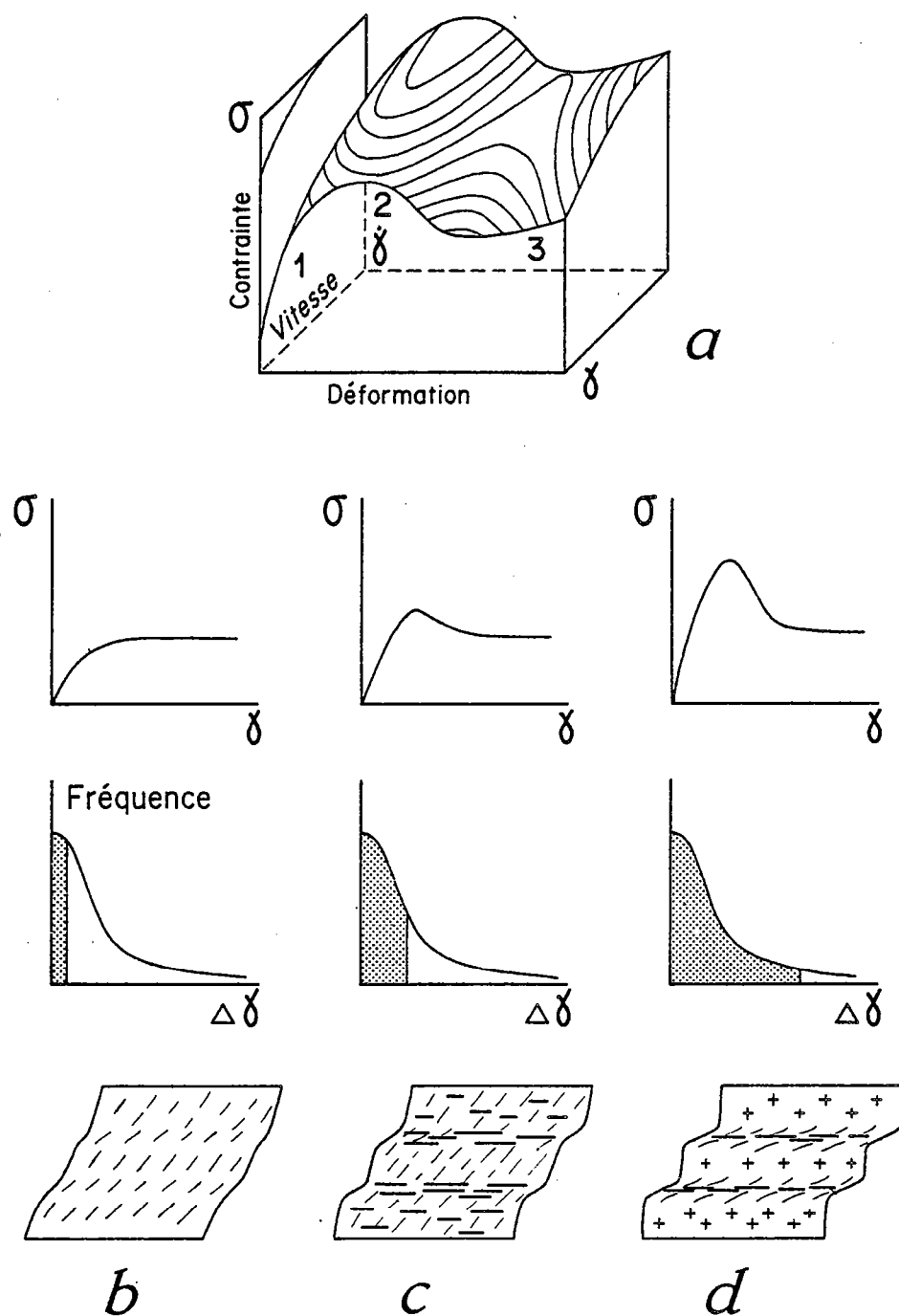


Fig.36 - Relations qualitatives entre la rhéologie globale, la taille des hétérogénéités de cisaillement initiales ($\Delta\gamma$) effectivement amplifiées et le champ de déformation finie attendu à l'échelle de l'échantillon ou de l'affleurement dans un matériau instable. (a) rhéologie globale d'un matériau instable selon le modèle de Bowden (1970) ; zone 1, durcissement avec la vitesse de déformation et avec la déformation : les hétérogénéités sont atténuées ; zone 2, adoucissement avec la déformation et durcissement avec la vitesse de déformation : les hétérogénéités sont amplifiées ; zone 3, fluage stationnaire. (b), (c), (d) rhéologie globale, histogramme de fréquence des hétérogénéités effectivement amplifiées (domaines non tramés), et champ de déformation attendu pour trois matériaux de rigidité globale croissante (b à c).

< 0) (Fig. 36). L'amplification n'est ainsi possible que sur la portion de la courbe contrainte-déformation à pente négative (Fig. 36). Cette pente exprime l'adoucissement global du matériau et est d'autant plus forte que le matériau est instable. L'instabilité globale peut en fait s'exprimer par la contribution de deux effets complémentaires :

- Une forte pente contrainte-déformation correspond à un rapport de viscosités effectives élevé entre le matériau adouci (dans la bande de cisaillement) et le matériau initial. Les zones de cisaillement présentes localisent fortement la déformation. Pour une vitesse de déformation globale donnée, le matériau sera en outre d'autant moins favorable au développement de bandes de cisaillement très localisantes que son seuil de plasticité sera bas et que sa viscosité effective sera faible.
- Les instabilités initiales locales qui peuvent être amplifiées sont d'autant plus faibles que le seuil de plasticité est bas. Dans les conditions du modèle de Bowden, la montée initiale en contrainte (zone 1, Fig.36) correspond en effet à un comportement global caractérisé par (1) un durcissement avec la déformation ($\frac{\partial \sigma}{\partial \gamma} > 0$) et (2) un durcissement avec la vitesse de déformation ($\frac{\partial \sigma}{\partial \dot{\gamma}} > 0$). L'association de ces deux facteurs implique que les zones de cisaillement embryonnaires initiales vont se déformer moins vite que le reste de la roche. Distribution, nombre et taille des hétérogénéités initiales qui sont effectivement activées et comportement global du matériau sont ainsi intimement liées (Fig. 36).

On sait que le seuil de plasticité et le caractère instable du matériau augmentent généralement avec la vitesse de déformation globale (voir par ex. les déformations expérimentales du quartz de Balderman 1974) et diminuent avec la température (mécanismes de déformation thermiquement activés ; cf. Nicolas & Poirier 1976, Poirier 1980). L'effet de la température est par exemple illustré par les résultats expérimentaux de Burrows 1979 (voir également White et al. 1980, 1985) sur le magnésium polycristallin (Fig. 37). Une température relativement élevée doit ainsi permettre l'amplification des nombreuses instabilités à l'origine du développement de bandes pénétratives faiblement localisantes dans une matrice elle même très déformable. Dans les granites étudiés (voir également ch. I & II), ce sont les quartz magmatiques et les domaines intersticiels primaires à grain fin qui constituent les zones de naissance des bandes de cisaillement. Elles sont distribuées de façon homogène à l'échelle de l'agrégat, ce qui s'exprime en outre par le fait que l'espacement des bandes C paraisse souvent contrôlé par la taille du grain (espacement faible dans les granites à grain fin et fort dans les pegmatites pour une quantité de déformation totale comparable). Tant qu'elles ne sont pas fortement anastomosées à l'échelle de l'échantillon (mylonites), un maximum de ces bandes embryonnaires ne pourra se propager que si la charpente feldspathique est elle même capable d'accommoder une part significative de la déformation. Elle constitue en effet l'essentiel de la roche dans l'état initial. En activant la recristallisation dynamique dans la périphérie des phénocristaux feldspathiques, une température élevée doit clairement être un facteur favorisant le développement de structures C-S dans de grands volumes de roche. Au contraire, une roche granitique relativement rigide à basse température sera a priori très instable et propice au développement de zones de cisaillement

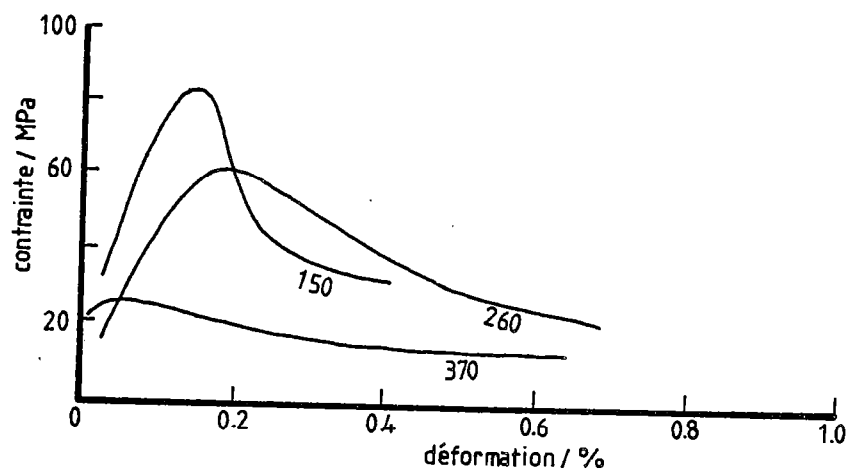


Fig.37 - Relations entre rhéologie et température observées lors de la déformation expérimentale de magnésium polycristallin (Burrows et al. 1979 ; voir White et al. 1985).

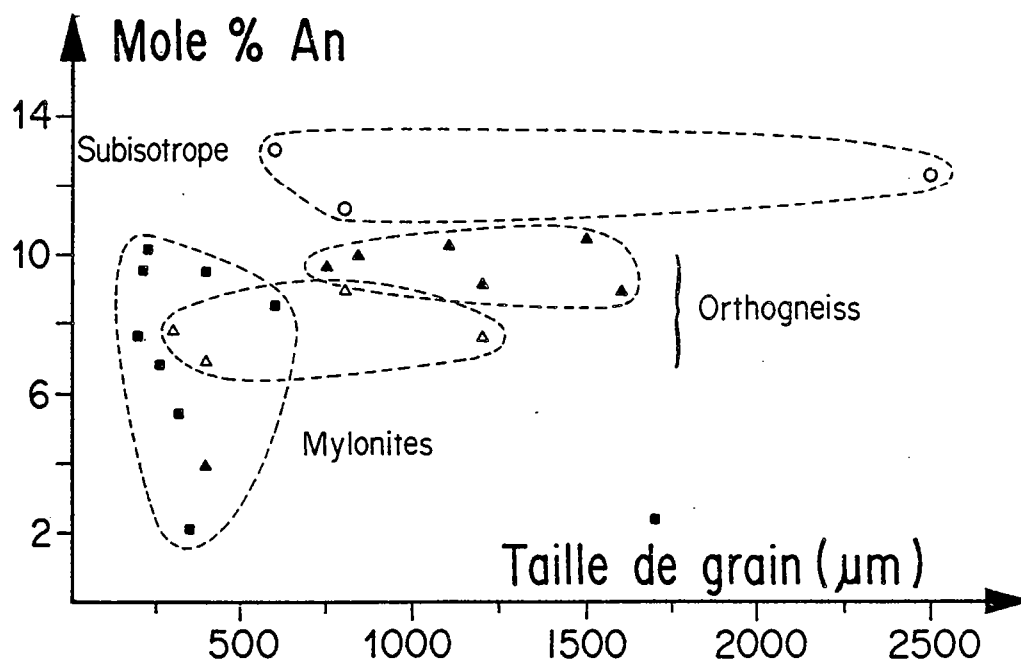


Fig.38 - Variations des teneurs en An des plagioclases en fonction de leur taille pour différentes intensités de déformation du granite de Lizio ; 1, stade peu déformé ; 2, orthogneiss ; 3, mylonite (Auffray 1986).

moins nombreuses et très localisantes (cf. Fig. 36). Ceci est particulièrement bien illustré par le cas de granites prétectoniques déformés à basse température où la déformation hétérogène s'exprime par des zones mylonitiques d'échelle centimétrique à décimétrique recoupant parfois de larges volumes de matériel plus ou moins isotrope à la manière de véritables discontinuités macroscopiques (partie II) (Mitra 1979, Segall et Pollard 1983, Simpson 1985).

IV.4.2 Déformation progressive et décroissance thermique

Comme le souligne l'ensemble des observations décrites précédemment (cf. ch. I, II, III), un caractère des granites syntectoniques est une superposition de gradients de déformation croissants et de gradients thermiques décroissants du coeur vers la périphérie du pluton. Comme dans le granite de l'Hermitage décrit précédemment (cf. ch. III), ceci se marque ici en particulier dans le quartz par une diminution de l'activité des migrations de joints de grains au profit de la recristallisation par rotation avec la déformation croissante. Par ailleurs, Berthé (1980) mentionne l'apparition de la biotite verte aux dépens de la biotite brune, sans changement de composition chimique de la roche totale, dans les faciès ultramylonitiques du granite de Lizio. Aussi, Auffray (1986) montre que la déformation croissante de ce granite s'accompagne d'une tendance à une dispersion croissante des teneurs en An du plagioclase vers le pôle albitique aux dépens des oligoclases magmatiques (Fig. 38), suggérant également une mylonitisation rétrograde. Auffray (op. cit.) montre en outre que les plagioclases déformés présentent des exolutions dont les relations avec les structures de dislocations révèlent leur caractère tardif par rapport à la mylonitisation, situant ainsi la température minimale synschisteuse atteinte aux environs de 500°C (Maruyama et al. 1982). Ceci est en accord avec les paragenèses métamorphiques observées dans l'encaissant qui indiquent des conditions thermiques voisines de 550°C à proximité du contact pendant la schistogenèse (Hanmer et al. 1980, Berthé 1980). On peut donc situer l'essentiel de la déformation observée dans le granite entre 600-650°C (conditions voisines du solidus) et une température minimale supérieure ou égale à 500°C environ (Fig. 39).

Différents arguments de terrain montrent que la recristallisation du quartz par migration des joints de grains est typique de conditions thermiques proches du solidus (cf. ch. I & II) (Courrioux 1984, Blumenfeld et al. 1986), et que ses effets se marquent de manière très importante dans les microstructures des granites riches en eau au dessus d'une température d'environ 550°C (voir ch. VI, VII). Par ailleurs, les déformations expérimentales sur analogues suggèrent que la transition migration-rotation est peu dépendante de la vitesse de déformation et intervient aux environs de $0.6-0.8 \times T_m$ (Tungatt & Humphreys 1981). L'essentiel de l'orthogneissification, caractérisé par le développement de fortes orientations préférentielles de réseau lié à des glissements de direction $\langle a \rangle$ (cf. Fig. 19 et ch. III) doit donc correspondre à des conditions thermiques voisines de 550°C (voir également Berthé et al. 1979) (Fig. 39).

L'application de modèles thermiques développés par Spera (1980) (cf. Fig. 5) à un pluton leucogranitique tel que celui de Lizio souligne qu'une telle température moyenne est atteinte

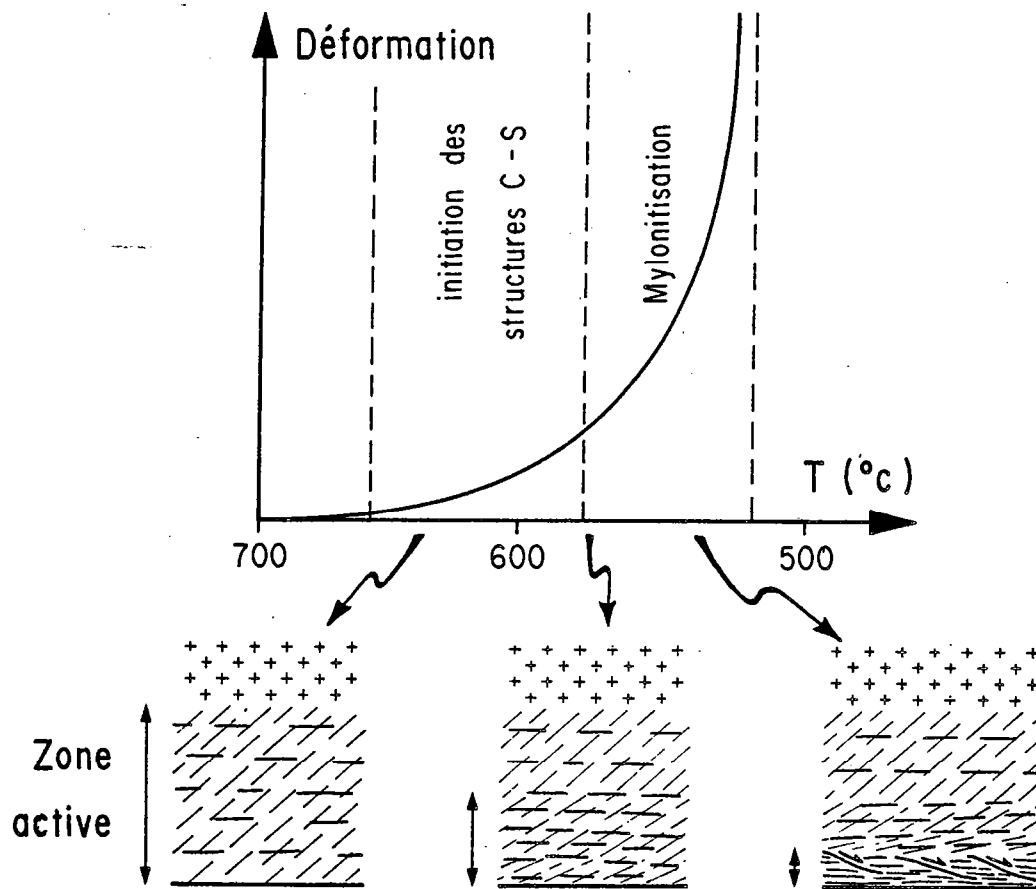


Fig.39 - Schéma des relations proposées entre quantité de déformation, mécanismes de déformation et température dans le granite de Lizio.

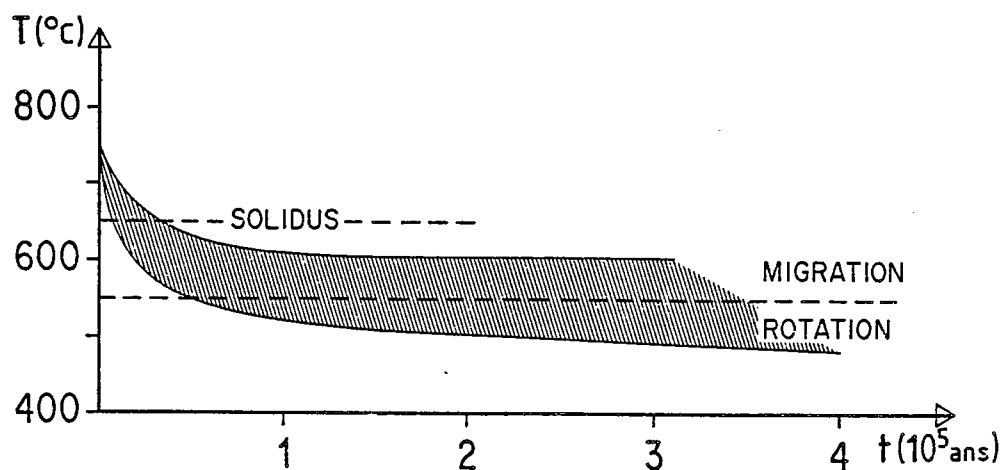


Fig.40 - Zone de transition entre recristallisation dominante du quartz par migration des joints et par rotation des sous grains remplacée par rapport aux courbes théoriques de refroidissement moyen d'un pluton leucogranitique sphérique, riche en eau, et de 7.5 km de rayon ($T_{\text{liquidus}} = 750^{\circ}$, $T_{\text{solidus}} = 650^{\circ}$). La zone grisée correspond à la gamme de variation probable de ces courbes en fonction de la température du contact intrusion-encaissant (450°C à 600°C) (d'après Spera 1980). Ce schéma souligne que la température moyenne dans le pluton peut très vite se situer dans le domaine transitoire migration-rotation et s'y maintenir relativement longtemps.

rapidement dans l'ensemble du pluton après la mise en place (Fig. 40). Ceci renforce l'idée d'une localisation précoce de la déformation à la périphérie du pluton sous l'effet du gonflement (Brun 1981), puis d'une concentration croissante du cisaillement au cours du refroidissement, permettant ainsi la préservation de structures haute température au coeur du pluton et l'amorce de réactions rétro-morphiques dans les ultramylonites (Fig. 39).

IV.4.3 Mécanismes de déformation et décroissance thermique

Au début de la déformation ($C - S > 40^\circ$), à haute température, la plupart des bandes de cisaillement naissent dans des domaines interstitiels à grain fin, entre les phénocristaux feldspathiques, sans qu'il y ait apparemment de fortes déformations, même locales, des cristaux magmatiques primaires entre les bandes. Ceci suggère une dépendance entre vitesses de cisaillement et taille du grain, pouvant être éventuellement primaire si l'on admet que certaines bandes peuvent naître en fin de cristallisation, au niveau de domaines résiduels riches en liquide (cf. ch. I) (Van der Molen & Paterson 1979). En outre, la déformation de la phase feldspathique se marque par le développement de myrmékites, donc l'activité importante de mécanismes de diffusion dont la forte dépendance vis à vis de la taille du grain est bien établie (Rutter 1976).

Avec la décroissance thermique, l'orthogneissification ($C-S < 40^\circ$) se caractérise par une forte déformation plastique du quartz (cf. ch. III) et des feldspaths (Auffray 1986) résultant de mécanismes largement contrôlés par les mouvements de dislocation (glissements intracrystallins, recristallisation dynamique). De tels mécanismes sont considérés comme étant indépendants de la taille du grain (cf. Nicolas & Poirier 1976, White 1976).

Une telle transition entre fluage contrôlé par la diffusion et fluage contrôlé par les mouvements de dislocation est en fait attendue lors d'une décroissance thermique (cf. Rutter 1976, White 1976). A titre d'exemple, la Figure 41 montre l'allure des courbes d'isovitesse de déformation dans un espace température-contrainte, obtenues pour le quartz et une taille de grain de 10 microns (Rutter 1976). Elle souligne la plus forte influence de la température sur les vitesses de diffusion que sur les vitesses de fluage par dislocations : même pour une faible taille de grain, le glissement intracrystallin doit devenir le mécanisme de déformation dominant lors du refroidissement, si une vitesse de déformation constante est maintenue aux limites du système considéré.

Dans un tel contexte, on doit s'attendre, à l'échelle locale d'une bande de cisaillement, à un durcissement relatif de la bande à grain fin par rapport à la matrice granitique à plus gros grain. C'est ce qui semble effectivement avoir lieu dans les orthogneiss où l'on observe le développement de rubans polycristallins et d'une forte orientation préférentielle de réseau du quartz entre les bandes, ce qui atteste d'une forte augmentation de la déformation de ces domaines. Ceci est en outre suggéré par l'allure des profils de la quantité de cisaillement entre les bandes (déduit de l'angle $C-S$) en fonction de la quantité de cisaillement dans les bandes pour les 6 échantillons (Fig. 24) étudiés ici (Fig. 42). Ces

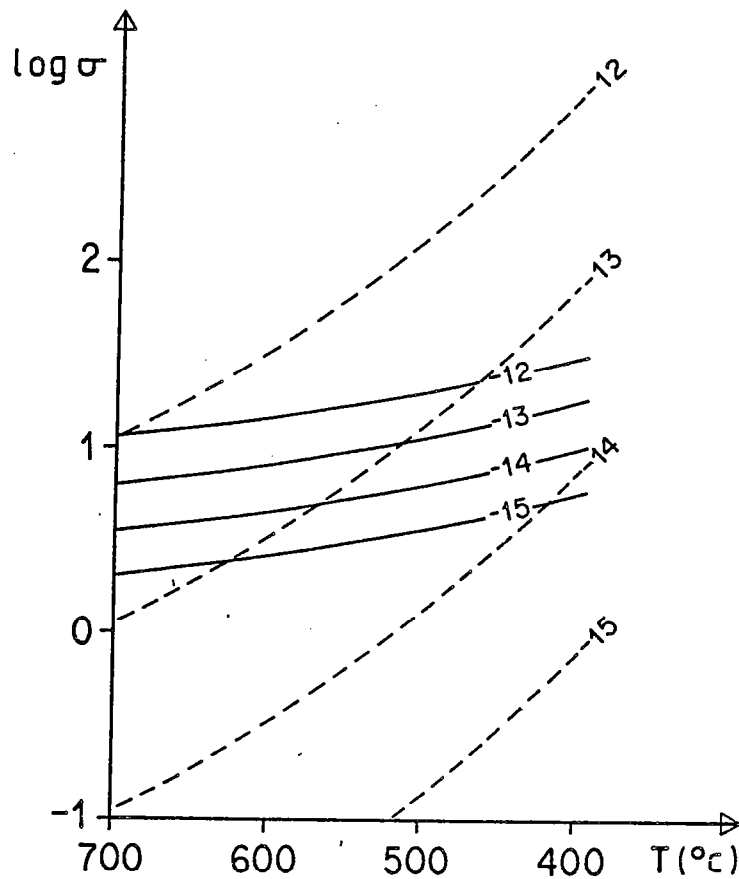


Fig.41 - Courbes théoriques d'isovitesse de déformation ($\dot{\epsilon}$) du quartz dans un diagramme contrainte (σ) / température (T) pour du fluage par diffusion avec glissement aux joints de grains (taille des grains 10 microns) (courbes pointillées) et du fluage par glissement-montée de dislocations (indépendant de la taille du grain) (traits pleins) (d'après Rutter 1976). Même pour de faibles tailles de grains, le glissement intracristallin doit être favorisé au cours d'un refroidissement (seuils de contraintes plus faibles que pour le fluage par diffusion pour une même vitesse de déformation globale).

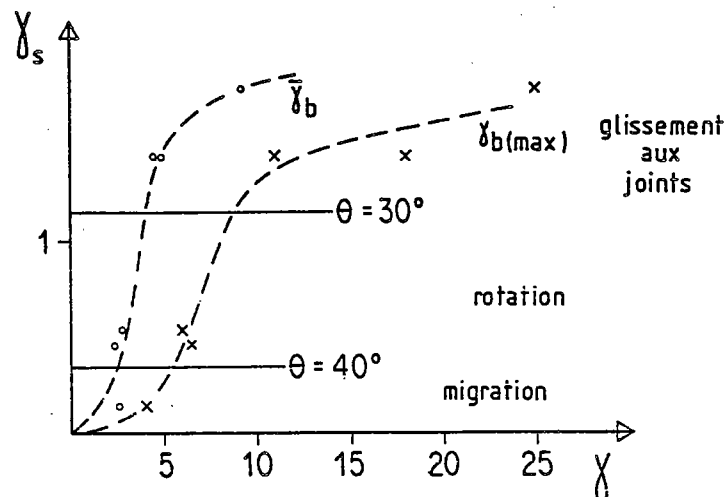


Fig.42 - Relations observées entre quantité moyenne de cisaillement (γ_s) entre les bandes, et quantités moyenne (γ_b) et maximale ($\gamma_{b(max)}$) mesurées dans les 6 échantillons de la Fig. 24. γ_s semble augmenter fortement pour des valeurs de l'angle C-S moyen θ d'environ 35° (début de l'orthogneissification). Voir texte pour commentaires.

profils suggèrent une non linéarité entre s et b , avec une forte augmentation de s au niveau des orthogneiss (voisin de 35°) suivie d'une tendance à sa stabilisation pour de plus fortes déformations. Ce n'est qu'à partir de ce dernier stade que la matrice fine produite par la recristallisation dynamique peut localement devenir suffisamment abondante à l'échelle de l'échantillon pour permettre une véritable localisation du cisaillement conduisant, à l'échelle de l'affleurement, au développement de bandes mylonitiques et ultramylonitiques. Dans ces zones, le maintien d'une taille de grain suffisamment fine permet l'activité importante des glissements aux joints de grains, comme l'atteste en particulier la destruction de la fabrique du quartz (cf. ch. III).

IV.5 CONCLUSIONS

La synthèse des données sur le leucogranite de Lizio présentée dans ce chapitre a permis (1) de souligner certains des caractères structuraux et microstructuraux typiques des granites syntectoniques cisailés et (2) d'examiner les modalités de la genèse des structures C-S dans ces granites.

Les bandes de cisaillement observées sont des structures très précoces qui naissent à haute température, dans des conditions voisines du solidus. A ces températures, le matériel granitique est très déformable et relativement peu instable. Dans un contexte de tectonique régionale intense, comme ici le long du cisaillement sud-armoricain, ceci implique une orthogneissification massive résultant de la propagation de nombreuses bandes de cisaillement pénétratives et ne localisant le cisaillement qu'à petite échelle. La localisation de la déformation à plus grande échelle intervient pendant le refroidissement du pluton, à des températures voisines de 550°C pour lesquelles le glissement intracristallin devient le mécanisme de déformation dominant. Au cours de la déformation progressive, le durcissement qui accompagne l'histoire thermique rétrograde contribue à accentuer le comportement instable du granite, conduisant ainsi à une localisation croissante du cisaillement, au développement de bandes ultramylonitiques et d'un champ de déformation de plus en plus hétérogène. On souligne ici que la concentration du cisaillement dans des bandes ultramylonitiques doit intervenir tardivement au cours de la déformation progressive. En ce sens, l'absence de fortes discontinuités recoupant de larges masses de matériel isotrope doit être un trait typique des déformations syn-mise en place.

Dans le granite étudié, la propagation des bandes de cisaillement est marquée par une relative constance des rapports vitesses de propagation-vitesses de déplacement. Dans l'état déformé, une approximation linéaire permet de raisonnablement relier longueur des bandes et déplacement le long des bandes. Ce point souligne l'intérêt que pourrait présenter une étude détaillée des relations entre vitesse de propagation des instabilités et comportement rhéologique macroscopique. Des mesures simples, telles que celle de la longueur des zones de cisaillement, pourrait alors

éventuellement permettre une approche à la fois rhéologique et cinématique de l'histoire de la déformation.

APPENDICE IV . 1 GENESE DES STRUCTURES C-S : APPROCHE EXPERIMENTALE SUR MODELES REDUITS

Le travail résumé ci-dessous a été effectué par J.L. Cloarec (1985) au cours d'un stage de DEA au laboratoire de géologie structurale de Rennes. Les résultats décrits ont été obtenus sur des modèles réduits réalisés en plasticine et déformés par cisaillement simple dans une machine conçue par P. Cobbold (voir Cobbold & Quinquis 1982 pour une description détaillée de l'appareillage et des conditions expérimentales).

A IV.1.1. Rappels sur la rhéologie de la plasticine

La plasticine utilisée ici est une pâte à modeler à rhéologie plastique ($\dot{\epsilon} \propto \dot{\gamma}^n$, avec n de l'ordre de 6 à 9) et composée de fines particules rigides (grains de dolomite et de calcite de 0.5 à 10 microns) englobés dans une matrice visqueuse (cire et huile minérale) (Mc Clay 1976). Le comportement plastique de ce mélange permet la propagation d'instabilités avec localisation de la déformation dans des zones de cisaillement pour des quantités de raccourcissement qui sont de l'ordre de 10% dans le cas d'expériences en cisaillement pur (Harris & Cobbold 1985, Pelzer 1983, Pelzer et Gillet 1983). La localisation de la déformation peut en outre s'accompagner d'un adoucissement global du matériau (Fig. 43) (Mc Clay 1976). Mc Clay (1976) attribue la naissance des instabilités à un effet d'interactions entre les particules rigides, l'adoucissement pouvant être associé à un comportement de type superplastique dans les zones de cisaillement.

A IV.1.2. Champ de déformation et distribution des bandes de cisaillement

Les modèles formés de plasticine homogène sont des parallélépipèdes rectangles de 40 cm de long parallèlement à la direction de cisaillement, 5 cm de haut, perpendiculairement au plan cisailant, et 10 cm de large. La déformation dans le modèle est visualisée par une grille décalquée sur le plan de cisaillement (plan $\lambda_x \lambda_y$) et formée de lignes orthogonales et de cercles dans l'état initial non déformé. Dans toutes les expériences de Cloarec (1985), des bandes de cisaillement apparaissent à partir d'une quantité de cisaillement global homogène ($\dot{\gamma}_0$) de l'ordre de 0.1 à 0.15, soit environ 5 à 8% de raccourcissement. A titre d'exemple, seules les observations relatives à une expérience (modèle 8, Cloarec 1985) sont reportées ici. Dans cette expérience, la vitesse de cisaillement global ($\dot{\gamma}_0$) est constante et égale à 1.85×10^{-3} sec⁻¹ ; le cisaillement global ($\dot{\gamma}_0$) atteint est de 1.

La grille décalquée sur le modèle permet de mesurer la déformation moyenne ($\dot{\gamma}_0$) à chaque stade du cisaillement progressif et de vérifier qu'elle reste globalement homogène à travers tout le modèle. Dans l'expérience qui nous concerne ici, ceci n'est en fait vérifié que jusqu'à une valeur de ($\dot{\gamma}_0$) d'environ 0.6. Ensuite, les effets de bordure deviennent importants et les observations ne sont plus exploitables.

Dès qu'une quantité de cisaillement ($\dot{\gamma}_0$) d'environ 0.12 est atteinte, on observe l'apparition

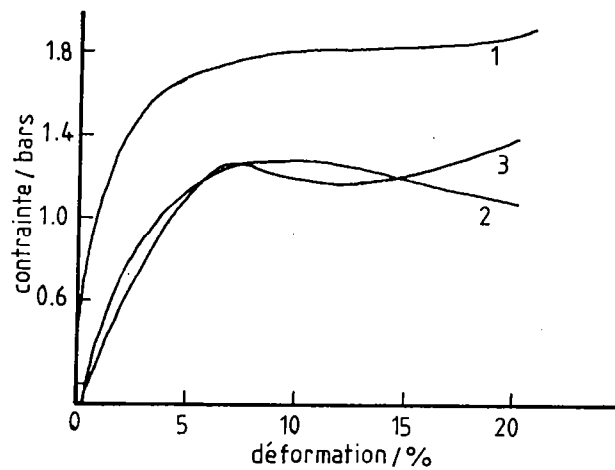


Fig.43 - Exemple de courbes contrainte-déformation obtenues par raccourcissement uniaxial de la plasticine. 1, 2, 3, vitesses de déformation respectivement de $1.03 \cdot 10^{-3}$, $8.21 \cdot 10^{-6}$, et $1.64 \cdot 10^{-6} \text{ sec}^{-1}$ (Mc Clay 1976).

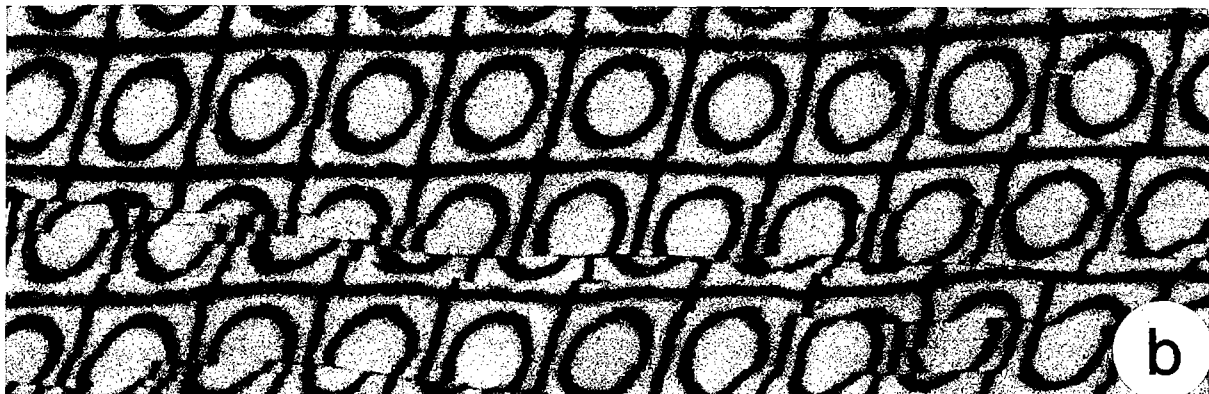
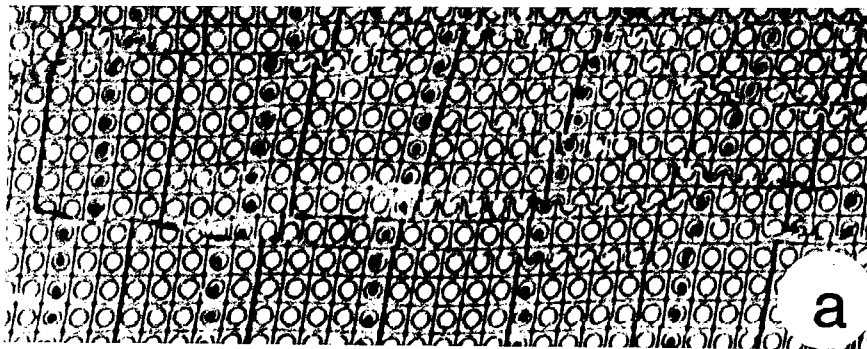


Fig.44 - Photographies montrant l'aspect des modèles déformés en section $\lambda_1 \lambda_3$. L'ellipticité et l'orientation relativement constantes des marqueurs initialement circulaires soulignent le caractère assez homogène de la déformation entre les bandes de cisaillement. Les lignes décalées initialement verticales soulignent les déplacements le long des bandes de cisaillement. (a) aspect général du modèle ; (b) détail des bandes de cisaillement soulignant leur aspect discontinu à l'échelle macroscopique. Les marqueurs rectilignes sont espacés de 0.3 cm. Le cisaillement total γ_0 est de 0.30.

de bandes de cisaillement. Macroscopiquement, ce sont des discontinuités très étroites (Fig. 44), généralement inférieures à 0.1 mm, et dans lesquelles le mécanisme de déformation exact est inconnu.

Une seule orientation préférentielle de bandes de cisaillement est présente (Fig. 44, 45), l'orientation conjuguée étant très rarement observée et correspondant à des bandes qui se propagent peu. La distribution est dissymétrique, l'orientation des bandes variant entre une orientation de type C (parallèle au plan cisailant) et une orientation de type C' (30-35° du plan cisailant) (Fig. 45). Les bandes les plus longues, celles qui sont les plus précoces et (ou) qui ont la plus forte vitesse de propagation, sont toujours à faible angle du plan cisailant, avec un maximum aux environs de 5° (Fig. 45). Ceci souligne en outre que l'angle de friction interne n'est pas nul, beaucoup de bandes ayant une orientation de type Riedel R.

La distribution des bandes de cisaillement est nettement périodique (Fig. 44, 46). Le développement progressif d'un espacement préférentiel entre 3 et 6 mm conduit à une diminution de l'espacement moyen au cours du cisaillement (Fig. 46). Cette périodicité semble largement due à un effet de propagation (Cloarec 1985) plutôt qu'à un processus de saturation à la suite d'une nucléation continue de nouvelles bandes (cf. Cobbold 1977). En effet, dans l'expérience considérée, l'essentiel des bandes de cisaillement apparaît massivement dans l'intervalle $0.15 < \gamma_0 < 0.25$, celles-ci accommodant ensuite la plus grande part de la déformation totale. Ceci est en outre illustré par les relations observées entre la quantité de cisaillement total (γ_0), celle accommodée par les bandes (γ_b), et celle accommodée de manière homogène dans la matrice inter-bandes (γ_s) (valeurs de γ_b et γ_s mesurées et moyennées le long de traverses perpendiculaires au plan cisailant) (Fig. 47) : γ_s tend à se stabiliser à partir d'un (γ_0) d'environ 0.20 ; tout le cisaillement simple est alors accommodé par les bandes (pente $\frac{\gamma_b}{\gamma_0}$ voisine de 1, Fig. 47).

A IV.1.3. Relations déplacements discontinus, longueurs des bandes, et déformation totale.

Pour un certain nombre de bandes de cisaillement isolées, le déplacement maximum (au milieu de la bande) (D) et la longueur (l) ont été mesurés à différents stades de la déformation progressive (Fig. 48). les mesures suggèrent qu'il est raisonnable d'admettre que (D) et (l) puissent varier globalement de façon linéaire en fonction de (γ_0), les pentes pouvant varier d'une bande à l'autre. En d'autres termes, pour une bande donnée, les vitesses de déplacement et de propagation restent globalement constantes, proportionnelles à la vitesse de cisaillement imposée aux limites. Pour les bandes étudiées, les vitesses de déplacement sont comprises entre 3 et $10 \times \gamma_0$, et les vitesses de propagation entre 30 et $150 \times \gamma_0$ (Fig. 48). Cette approximation linéaire n'est bien sûr valable que pour des bandes de cisaillement bien développées. Lors de l'initiation, et le long des terminaisons de bandes, les vitesses de déplacement augmentent exponentiellement, conformément au modèle d'adoucissement de Bowden (1970) (voir également Priour 1985), puis se stabilisent autour d'une valeur globalement proportionnelle à γ_0 (Cloarec 1985). Ceci s'exprime en outre par (1) une tendance à la non linéarité des courbes $D = f(\gamma_0)$ lors de l'initiation des bandes (e. g. courbe épaisse, Fig. 48a), et (2) des

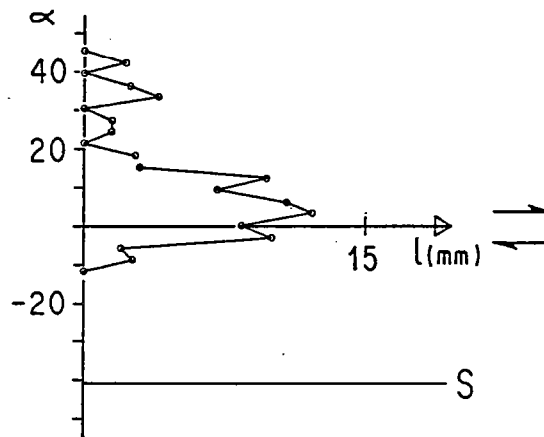


Fig.45 - Exemple de relation entre orientation (α) (angle mesuré par rapport au plan cisailant global) et longueur (l) des bandes de cisaillement. Le cisaillement total γ_0 est de 0.30. La longueur (l) correspond à une longueur moyenne de bandes par classe d'orientation (tous les 2.5°).

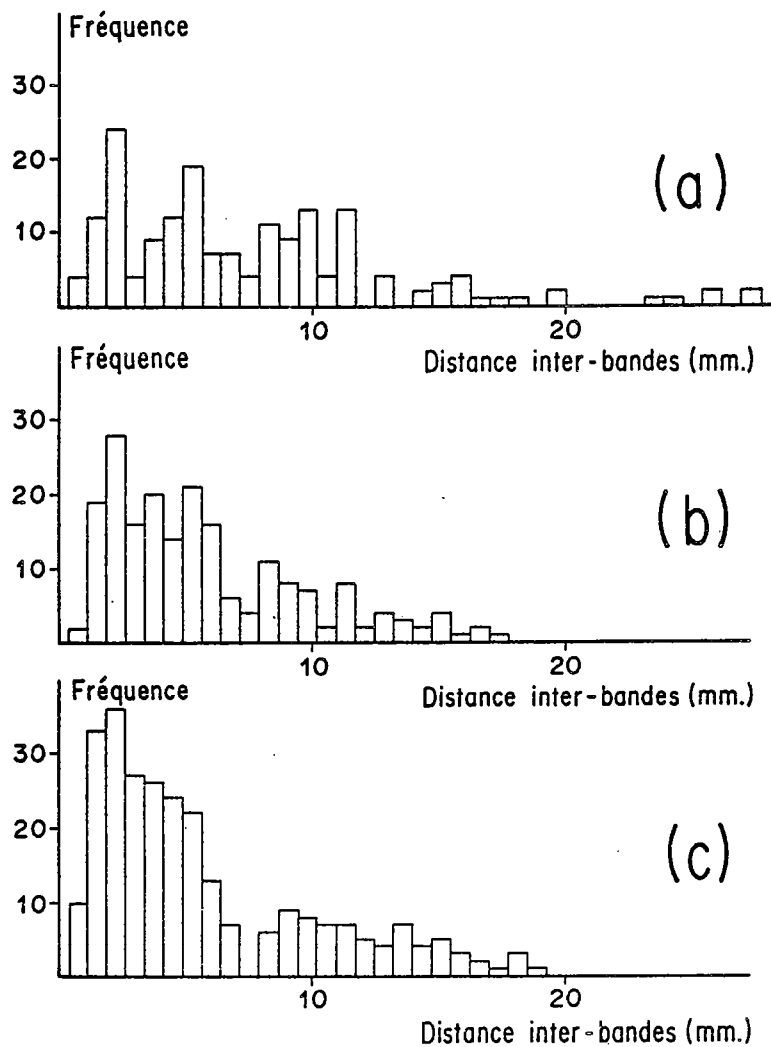


Fig.46 - Exemples d'histogrammes de fréquence de l'espacement (S) entre les bandes (mesuré sur des traverses perpendiculaires au plan cisailant) pour trois stades de cisaillement progressif, $\gamma_0 = 0.30$ (a), 0.36 (b) et 0.39 (c).

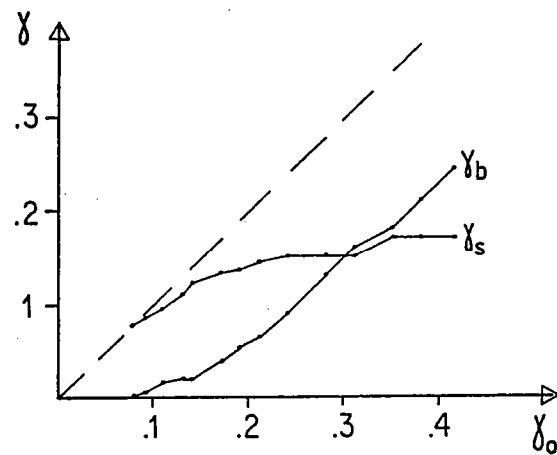


Fig.47 - Quantité moyenne de cisaillement sur les bandes (γ_b) et entre les bandes (γ_s) en fonction du cisaillement total (γ_o).

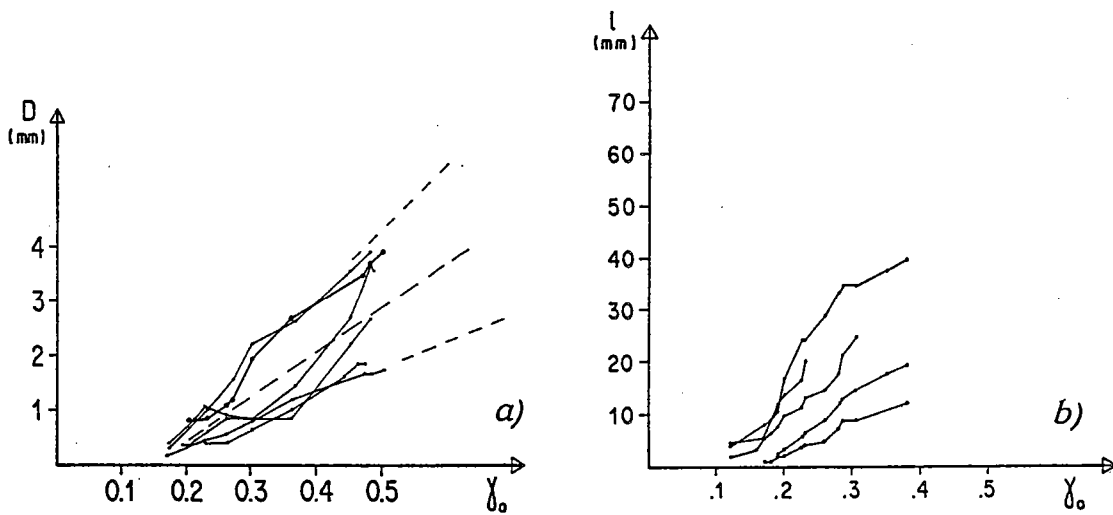


Fig.48 - Déplacement maximum (D) et longueur (l) mesurés sur des bandes isolées en fonction de la déformation totale (γ_o). Chaque courbe correspond aux mesures effectuées sur une même bande à différents stades du cisaillement.

variations du déplacement le long d'une même bande, depuis la terminaison jusqu'au milieu de la bande, qui définissent des profils en cloche (Fig. 50a).

Les tendances linéaires observées (Fig. 48) conduisent à une relation entre (D) et (l) très comparable à celle observée pour les leucogranites sud-armoricains (Fig. 49) :

$$D = 0.03 l^{1.04}$$

Deux types de profil déplacement-distance le long des bandes sont en fait observés : des profils en cloche (Fig. 50a) et des profils montrant un plateau où le déplacement reste globalement constant entre les deux zones de terminaisons (Fig. 50b). Les deux mêmes types de profil ont également été reconnus par Muraoka & Kamata (1983) le long de failles normales centimétriques à métriques affectant des sédiments quaternaires. Ces auteurs constatent une corrélation entre la présence de plateaux à (D) constant et les zones où les failles recoupent des couches compétentes à comportement rigide. Ils concluent ainsi que l'allure des profils de déplacements le long des failles est directement contrôlé par la lithologie, i. e. par le comportement rhéologique du matériau faillé. Dans le cas présent, il semble raisonnable de considérer que la plasticine est initialement homogène à l'échelle des bandes. Les plateaux observés pourraient alors simplement correspondre aux domaines structurellement adoucis et soumis à un glissement ou à un fluage de type stationnaire (steady state flow). L'adoucissement proprement dit se produit au niveau des terminaisons qui constituent les zones transitoires instables entre le matériau initial, en dehors de la bande, et le matériau adouci, au centre de la bande.

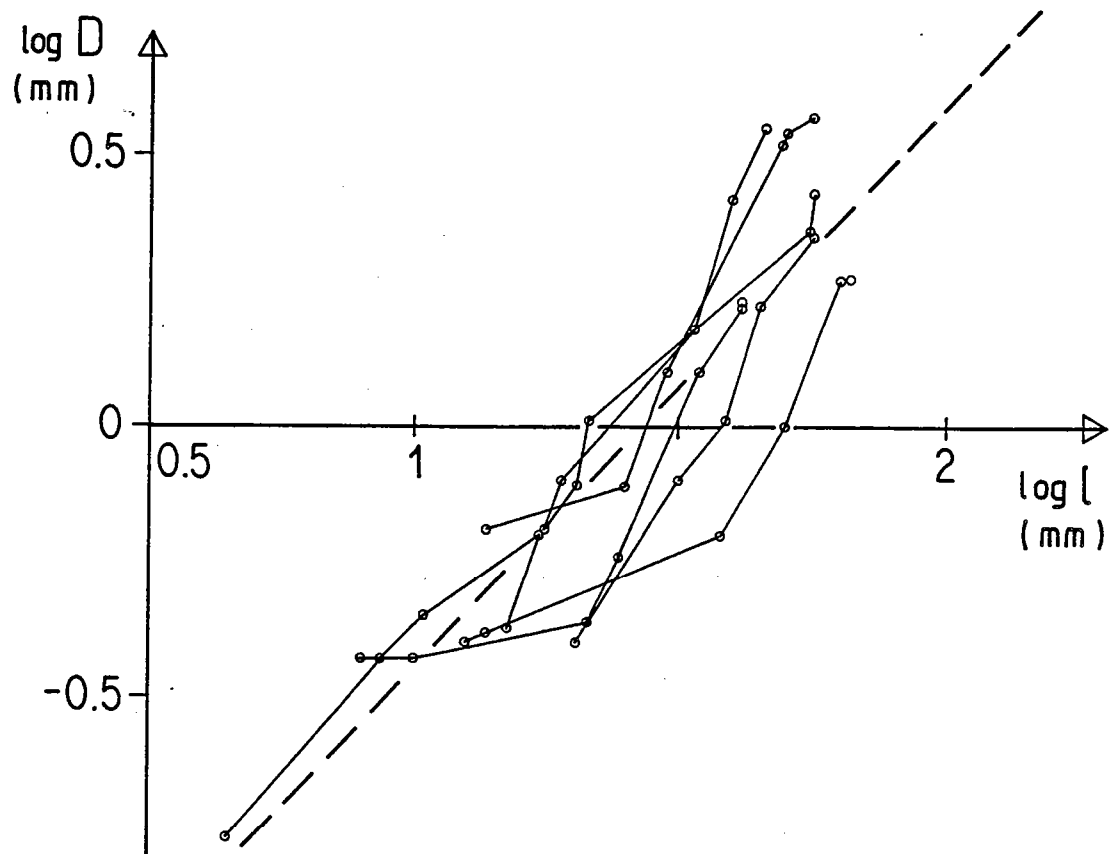


Fig.49 - relations entre déplacement maximum (D) et longueur (l) pour différentes bandes. Chaque courbe correspond aux mesures effectuées sur une même bande pour des stades successifs de déformation croissante. Le coefficient de corrélation obtenu pour la droite moyenne (pointillés) est de 0.88.

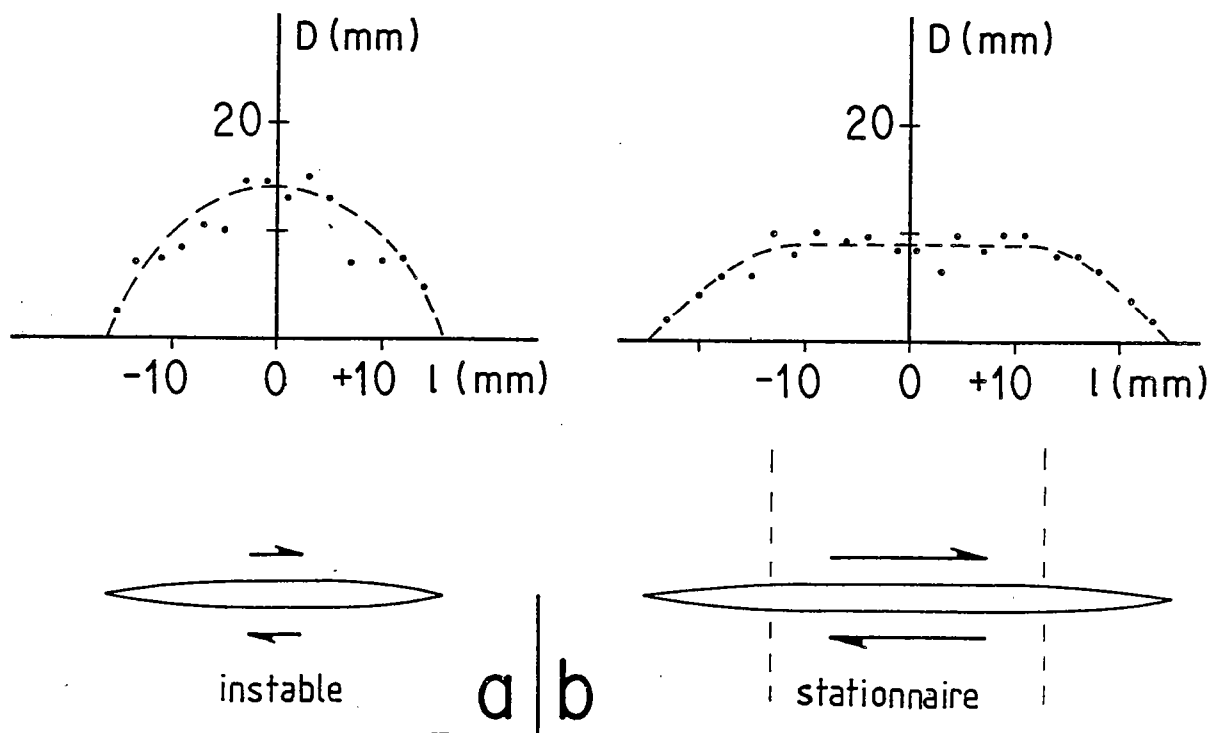


Fig.50 - Exemple et interprétation des deux types de profils de déplacement observé le long de bandes de cisaillement isolées. (a) profil en cloche ; (b) profil montrant un plateau à (D) constant entre les deux terminaisons.

V - CHAMP DE DEFORMATION FINIE ET HISTOIRE THERMIQUE

EXEMPLE DU GRANITE DE ST CAST (MASSIF ARMORICAIN)

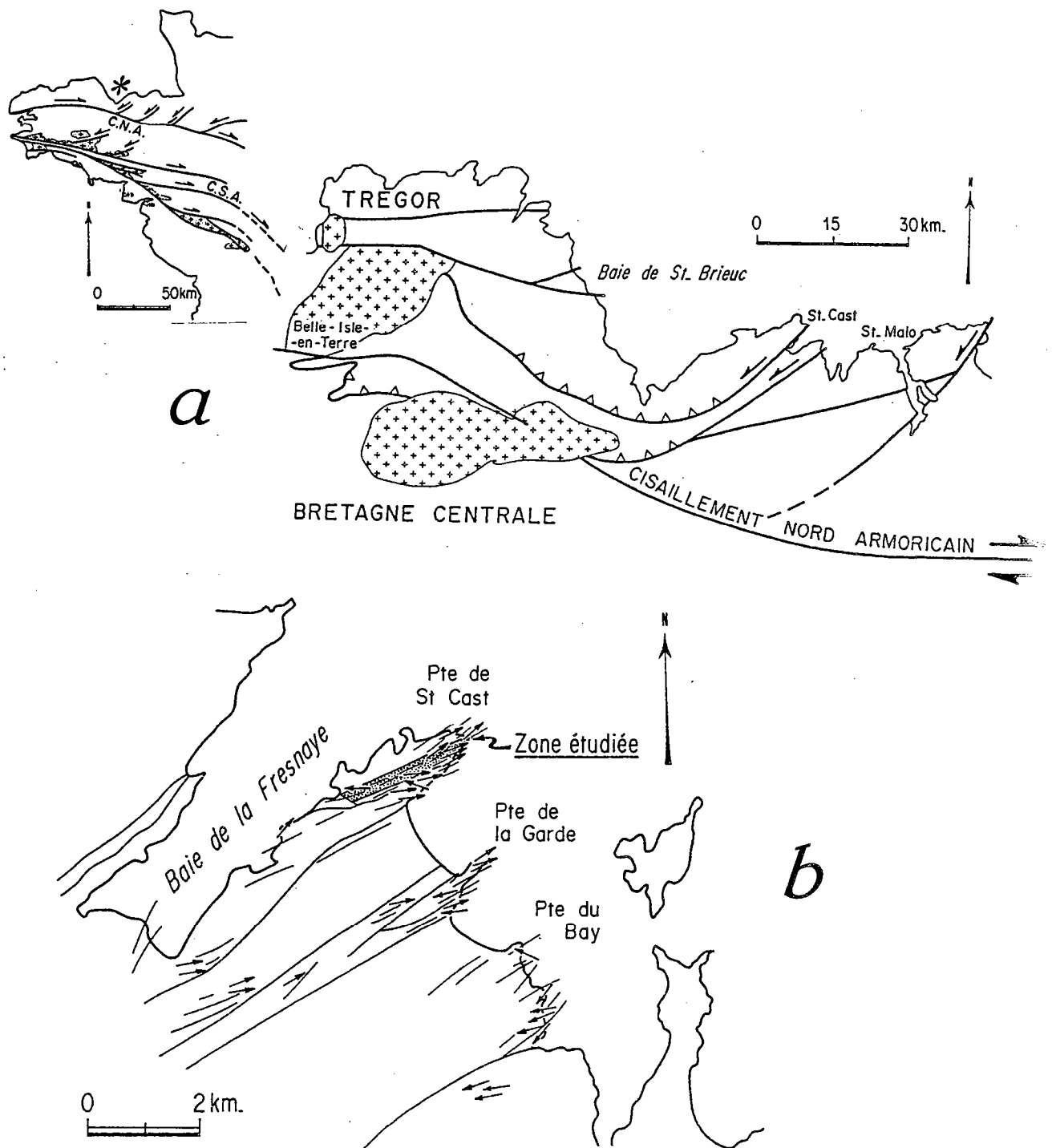


Fig.51 - (a) Localisation de la zone de St Cast dans le domaine cadomien nord armoricain ; le cisaillement hercynien nord armoricain limite de domaine cadomien, au sud. Les zones de failles cadomiennes majeures sont indiquées, ainsi que les granites hercyniens (croix). (c) carte des trajectoires de foliation et des linéations d'étirement au niveau de la pointe de St Cast ; en points, granite de St Cast. D'après Balé 1986.

V.1 INTRODUCTION ET CONTEXTE GEOLOGIQUE

La région de St Cast appartient au domaine de Bretagne septentrionale, déformé et métamorphosé pendant l'orogénèse cadomienne aux environs de 580-540 M.A. (Balé & Brun sous presse), et séparé du domaine hercynien de Bretagne centrale par le cisaillement Nord-armoricain (Hirbec 1980) (Fig. 51). La présente étude concerne la pointe de St Cast (Fig. 51 a), située dans une zone de cisaillement ductile senestre, d'âge cadomien, d'échelle régionale, et d'orientation N40 (Balé & Brun sous presse). La déformation régionale est très intense. Elle s'exprime par une seule schistosité, subverticale, de direction moyenne N50-60, et portant une forte linéation d'étirement subhorizontale (pitch < 30°) (Balé 1986, Balé & Brun sous presse) (Fig. 51c).

Au niveau de la pointe de St Cast, affleure une bande orthogneissique (la "roche St Cast"), dérivée d'un matériel leucogranitique et intrusive dans un encaissant essentiellement granodioritique (Fig. 51b) (Balé 1986). C'est une bande étroite (environ 500m) dont le fort allongement est subparallèle à la schistosité régionale. Le caractère intrusif du leucogranite est en outre souligné par la présence de taches de métamorphisme de contact et d'apophyses plus ou moins filoniennes dans l'encaissant granodioritique. Dans l'encaissant, les conditions métamorphiques synschisteuses sont mal définies, situées autour de la limite faciès schistes verts-faciès amphibolite (présence d'associations à grenat-biotite) (Balé 1986, com. pers.).

De part et d'autre de l'interface, le champ de déformation finie est très différent, beaucoup plus hétérogène dans l'encaissant que dans l'intrusion. C'est ce contraste très net qui est décrit en détail dans ce chapitre, et discuté en termes d'histoires thermiques différentes subies par les deux unités au cours de la mise en place du leucogranite.

V.2 CHAMP DE DEFORMATION FINIE

La forte linéation d'étirement sub-horizontale observée dans la région situe l'ensemble des roches dans le champ des tectonites $L > S$ (Balé 1986). Au niveau de la zone étudiée, ceci est confirmé par les mesures de déformation finie (voir également Balé 1986), qui indiquent un ellipsoïde de forme relativement constante, proche du champ de la déformation plane ou légèrement constrictif (Fig. 52). Pour deux sites de mesures dans l'encaissant granodioritique, les marqueurs utilisés sont des enclaves homogènes et donnent des valeurs de K de 1.71 et 1.50 (méthode de Ramsay 1967, p. 193). Pour le troisième site, dans le leucogranite à proximité du contact, les mesures faites sur des enclaves surmicacées (méthode R_f/ϕ) donnent une valeur de K légèrement plus constrictive ($K = 3-2$).

Une cartographie de la zone de contact au niveau d'un affleurement de la pointe de St Cast (coordonnées 262.5-114.7, carte I.G.N. N° 1015) (Fig. 51b) permet de dégager les principaux points

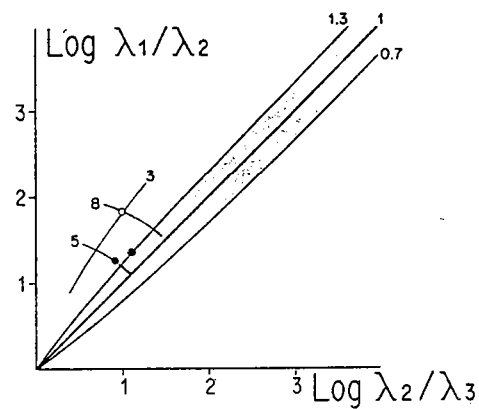


Fig.52 - Mesures de déformation finie effectuées dans l'encaissant granodioritique (points pleins) et dans le granite de St Cast (points creux) dans la région étudiée ; les courbes correspondent à des isovaleurs de K (0.7, 1, 1.3, 3) et de r (5, 8) ; zone grisée, champ de la déformation plane.



Fig.53 - Carte structurale de l'affleurement étudié ; grisé, granite de St Cast ; le contact, la schistosité (traits fins) et les zones de cisaillement majeures (traits gras) ont généralement un fort pendage Sud ou sont subverticaux.

suivants (Fig. 53).

V.2.1. Hétérogénéité de la déformation

Dans l'encaissant, la déformation est très hétérogène, caractérisée par des zones de cisaillement très intenses, de largeur décimétrique à métrique, anastomosées et délimitant des domaines lenticulaires formés de matériel peu déformé, parfois isotrope (Fig. 54a,b). Dans leur grande majorité, les bandes de cisaillement sont des décrochements conjugués senestres (N350-N60) et dextres (N50-N110) dont l'intersection est subverticale, proche de λ_2 (Fig. 55h). A distance du contact, les cisaillements senestres dominent (Fig. 53), jusqu'à devenir les seuls bien exprimés quand on s'éloigne du leucogranite, vers la baie de la Fresnaye (cf. Fig. 51b) (Balé 1986). Par contre, à proximité du contact, les bandes conjuguées définissent parfois des structures très symétriques (Fig. 56). Une étude détaillée de la géométrie de ces zones de cisaillement a été développée par ailleurs (Gapais et al. 1987) (ch. X). Elle indique un ellipsoïde de déformation finie global de type déformation plane ou légèrement constrictif à l'échelle de l'affleurement étudié.

Dans le leucogranite, la déformation apparaît beaucoup plus homogène à l'échelle de l'affleurement, voire du massif. Elle se caractérise par une schistosité d'orientation très constante, subverticale et subparallèle au contact (Fig. 53), et associée à des bandes de cisaillement senestres très pénétratives (Fig. 54c). Linéation d'étirement et directions de déplacement sur les bandes C sont subhorizontales. L'abondance des bandes C ainsi que l'angle C-S (environ 30°) sont généralement très constants dans la masse leucogranitique, définissant ainsi un faciès très homogène à cette échelle. Seule la proximité immédiate du contact est mylonitique à ultramylonitique sur une bande d'environ 50 cm de large (Fig. 53 & 54d). C'est à ce niveau qu'une mesure de déformation finie indique une forte intensité de déformation ($\gamma = 8.3$, Fig. 52).

V.2.2 Gradient de déformation à l'interface intrusion-encaissant

En plus de l'aspect mylonitique des roches au niveau du contact, le gradient de déformation observé à l'interface intrusion-encaissant présente les caractères suivants, schématisés sur la Figure 57 :

- 1 - La schistosité garde une orientation globalement constante et parallèle à l'interface.
- 2 - Dans le leucogranite, on observe une rotation des bandes C à l'approche de l'interface, jusqu'à une structure mylonitique avec C-S plus ou moins confondus au niveau du contact. A ce niveau, de fines bandes de cisaillement secondaires senestres, de longueur centimétrique à décimétrique, affectent la foliation mylonitique. A l'échelle de l'échantillon, l'attitude de ces bandes est similaire à celle des bandes de cisaillement C' (Berthé et al. 1979) (Fig. 57), mais elles sont en fait plus ou moins parallèles à l'orientation moyenne des bandes C dans la masse de l'orthogneiss.
- 3 - Dans l'encaissant granodioritique, on observe essentiellement une rotation des bandes conjuguées dextres et senestres vers le plan de schistosité (Fig. 57). Ceci se marque en outre par un

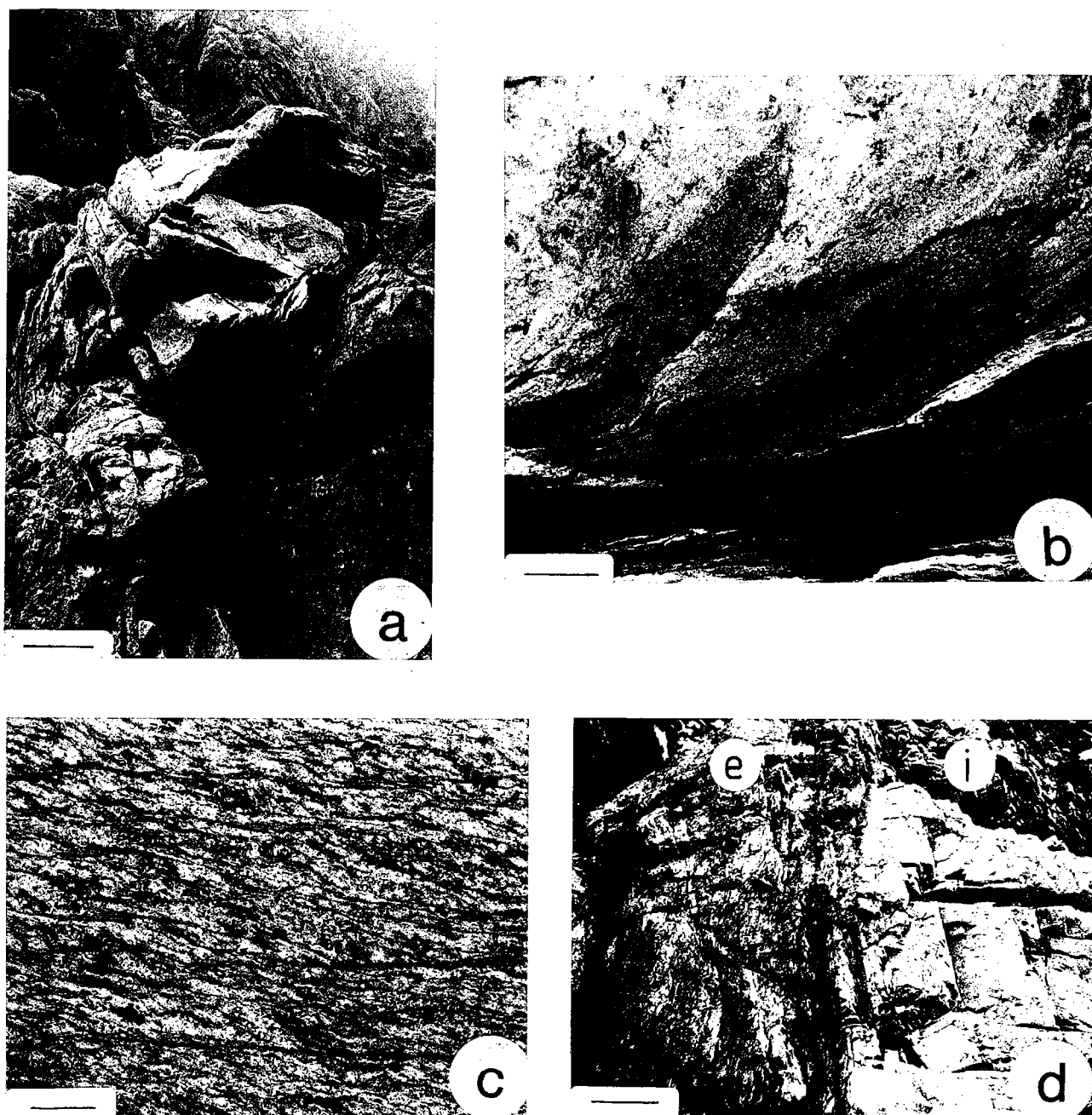


Fig.54 - Aspects structuraux de l'affleurement étudié. (a), (b), zones de cisaillement décimétriques conjuguées séparant des domaines peu déformés dans l'encaissant granodioritique. (c) structures C-S pénétratives senestres dans l'intrusion leucogranitique. (d) contact mylonitique entre intrusion (i) et encaissant (e); on note l'apparente homogénéité de la structure de l'intrusion vis à vis de celle de l'encaissant. Echelle : a, b, d, 0.5 m ; c, 0.5 cm.

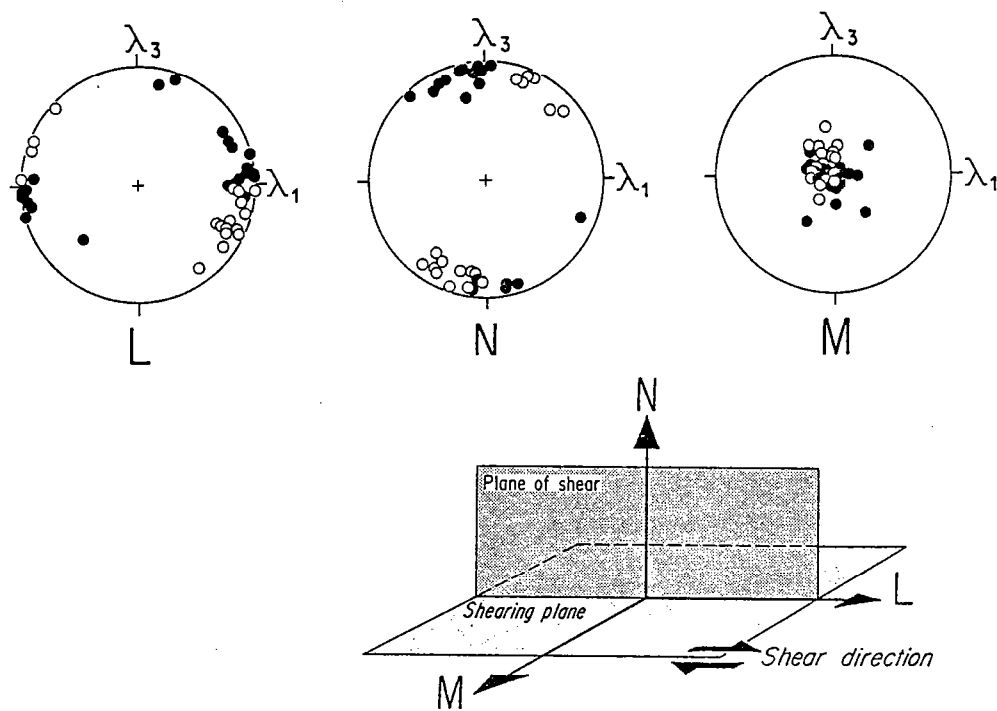


Fig.55 - Stereogrammes (projection de Schmidt, hémisphère inférieur) montrant l'attitude des zones de cisaillement conjuguées dextres (ronds creux) et senestres (ronds pleins) par rapport à la schistosité (plan λ_1). Les directions de cisaillement (L), les poles aux plans cisailants (N), et les poles aux plans de cisaillement (M) sont représentés.

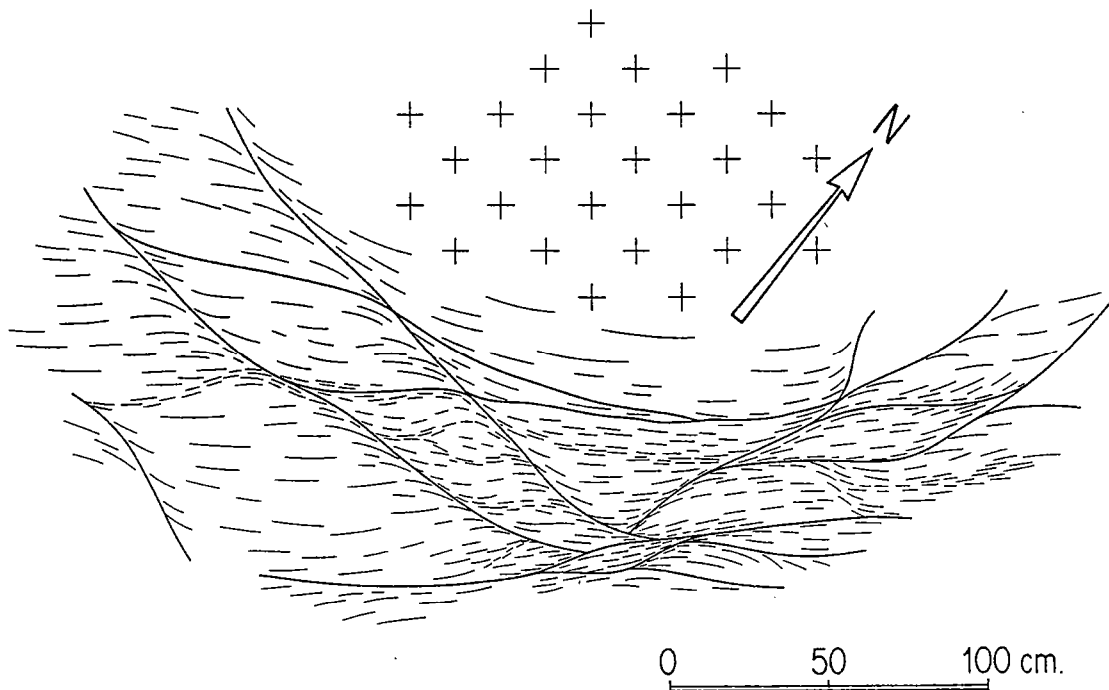


Fig.56 - Exemple de structure très symétrique définie par les zones de cisaillement conjuguées autour des lentilles isotropes dans l'encaissant granodioritique. Plan λ_1 .

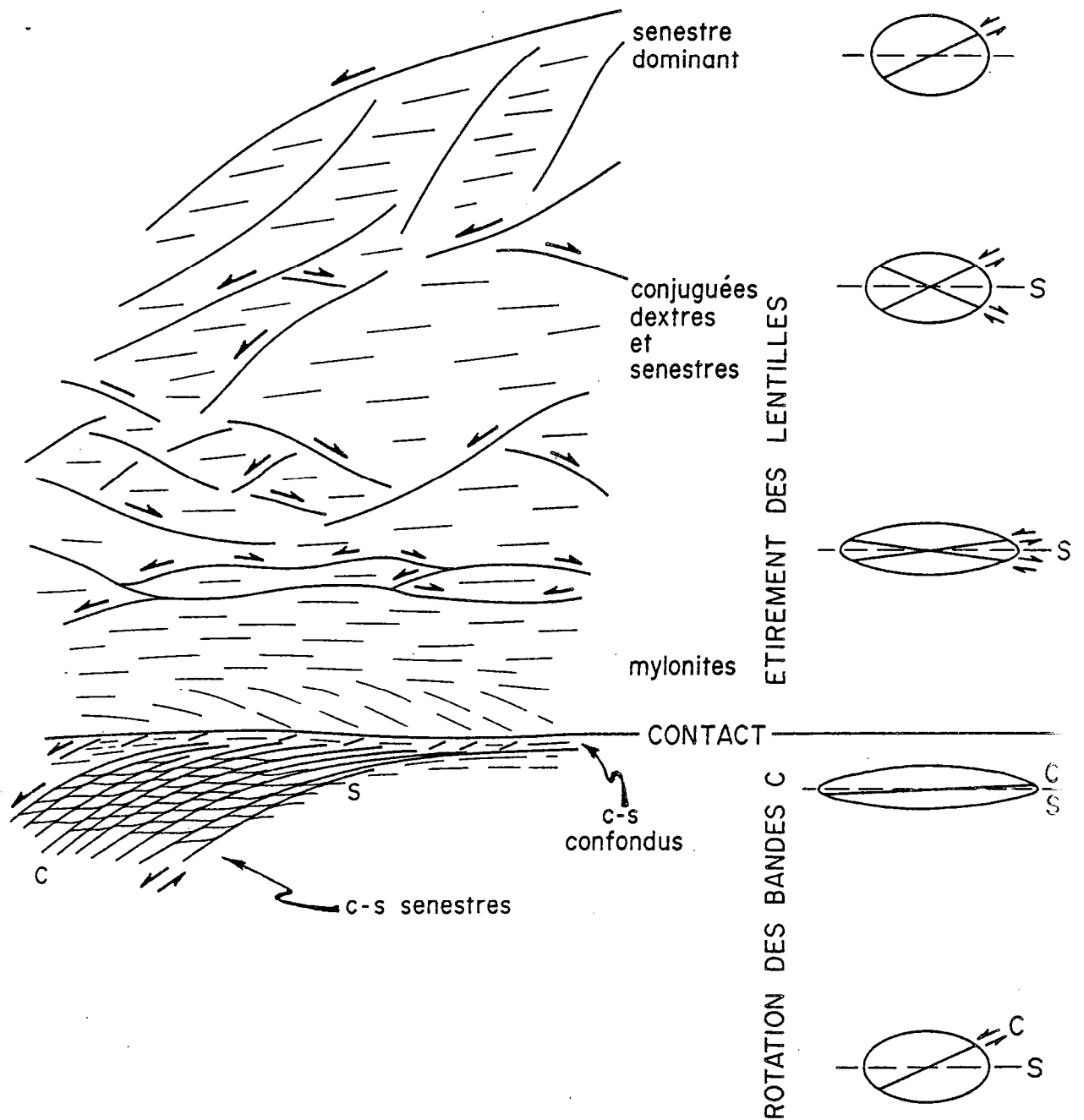


Fig. 57 - Schéma illustrant le gradient d'étirement observé au contact intrusion-encaissant.

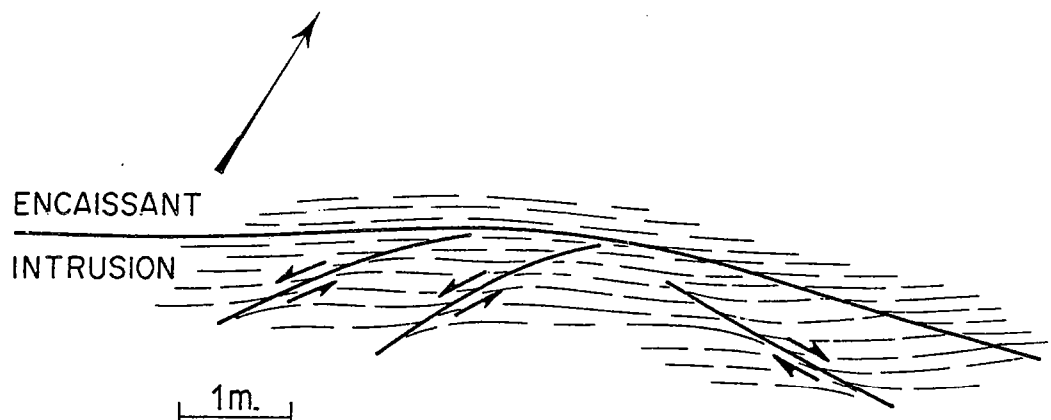


Fig. 58 - Schéma illustrant l'existence de zones de cisaillements décimétriques à métriques, très localisées et conjuguées, recoupant la foliation (et les bandes C pénétratives) dans le leucogranite.

étirement parfois spectaculaire des lentilles orthogneissiques qui apparaissent alors fortement foliées dans la masse. Les bandes mylonitiques qui la délimitent sont subparallèles à la schistosité et faiblement ondulées (Fig. 57). A ces ondulations correspondent des inversions des sens de cisaillement locaux déduits des critères microtectoniques (schistosité sigmoïde, bandes C', rotation des porphyroclastes).

L'ensemble de ces caractères souligne l'existence d'un très fort gradient local d'étirement parallèle à l'interface, surimposé à l'histoire globale cisailante senestre observée à l'échelle régionale. A l'échelle de l'affleurement étudié, certaines observations (cisaillements secondaires senestres, schistosités localement sigmoïdes; e. g. encaissant mylonitique au contact, Fig. 57) suggèrent que l'interface ait pu, peut-être tardivement, se comporter comme une discontinuité locale associée à des déplacements senestres. Ceci n'est en tous cas pas un caractère systématique : la schistosité peut localement traverser l'interface sans réfraction, en particulier au niveau de petites déflexions locales masquées par une légère obliquité entre ces deux surfaces (Fig. 58). Notons en outre que de telles déflexions sont souvent associées à la présence de zones de cisaillement secondaires conjuguées, étroites, longues et isolées, qui déforment très localement la foliation mylonitique du leucogranite (Fig. 58).

V.3 MICROSTRUCTURES

Les déformations observées dans les différents minéraux sont très semblables pour l'encaissant et pour l'intrusion (Fig. 59).

Les feldspaths sont souvent fracturés et montrent une forte déformation interne (extinctions onduleuses). Les bordures des grains et des fractures sont recristallisées. Les biotites, plus abondantes dans la graniodorite, sont déformées et recristallisent en petits grains dans les bandes de cisaillement. Elles sont localement déstabilisées en une association à chlorite et minéraux opaques (Fig. 59).

Le quartz est très intensément déformé et correspond, dans les deux roches, à la phase minérale la plus ductile. Il se caractérise par des rubans polycristallins à grain fin (Fig. 59) montrant une orientation préférentielle de réseau. Les mesures faites par goniométrie de texture montrent des caractéristiques similaires dans la graniodorite et le leucogranite (Fig. 60,61) :

- Les fabriques d'axes $\langle a \rangle$ révèlent des glissements intracristallins de direction $\langle a \rangle$ (Bouchez 1978, Gapais 1979, Schmid et al. 1987).
- Les figures de poles $10\bar{1}4$ (ces diagrammes fournissent une image lissée de l'orientation préférentielle des axes C ; Gapais 1979), caractérisées par une forte concentration autour de λ_2 , montrent que les glissements prismatiques ($10\bar{1}0$) sont dominants (Gapais 1979, Bouchez & Pecher 1984,

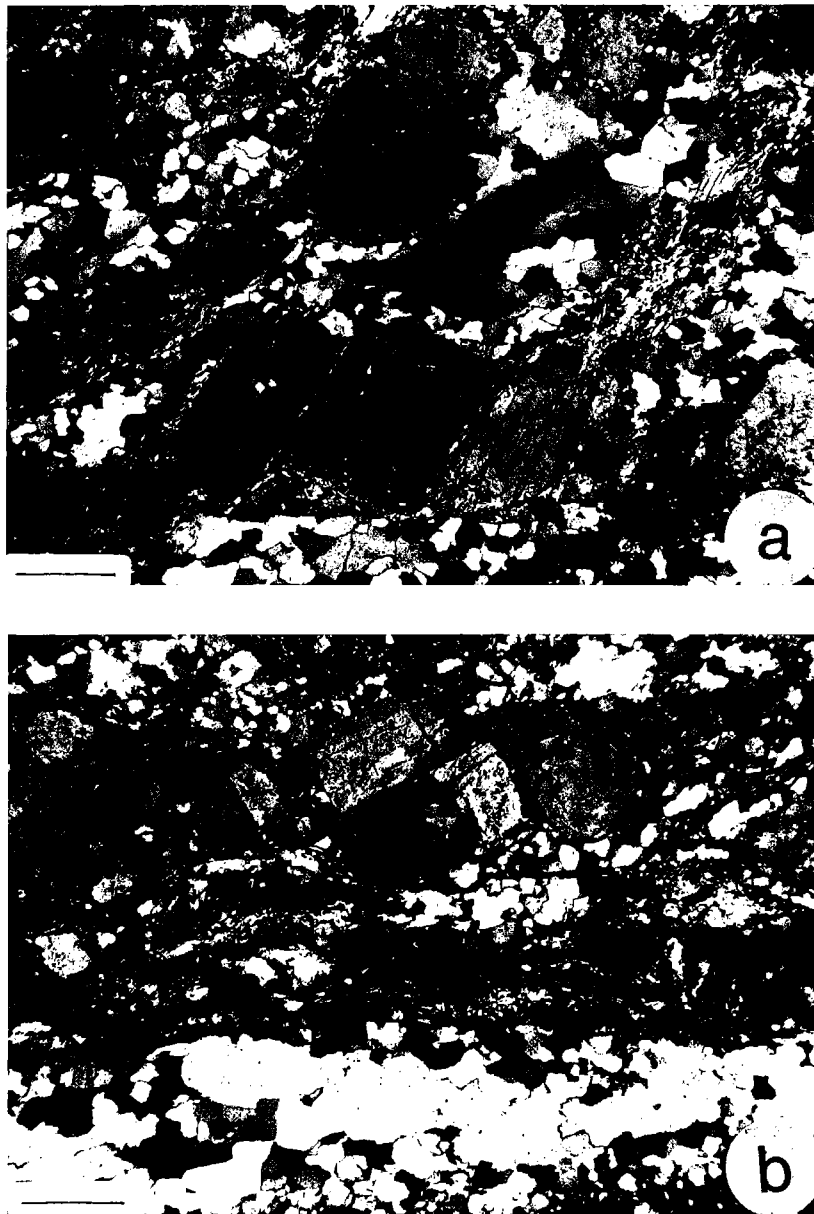
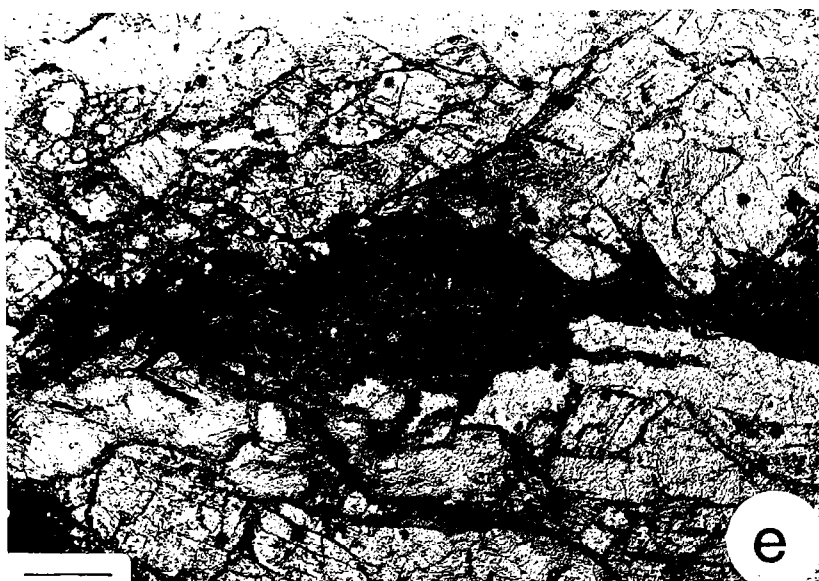
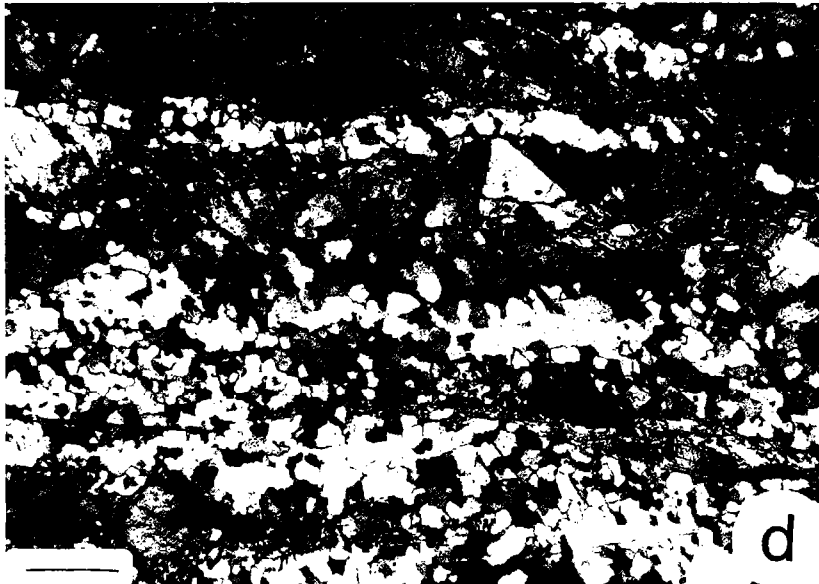
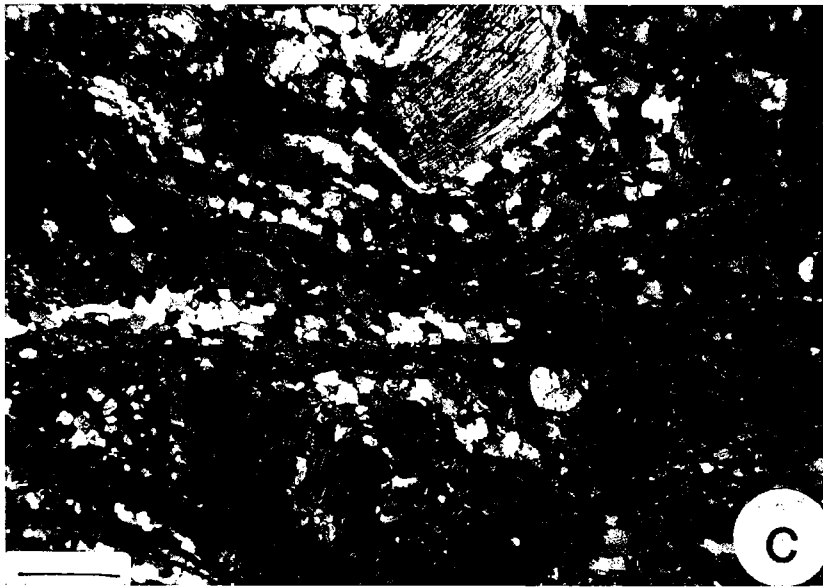


Fig.59 - Aspects microstructuraux de la déformation. (a), (b) encaissant orthogneissique (a) et mylonitique (b). (c), (d) intrusion orthogneissique (c) et mylonitique (d). (e) amas biotitique (en sombre) destabilisé ; les cristaux magmatiques sont transformés en un agrégat très fin de biotites chloritisées et de minéraux opaques. On note le comportement fragile des feldspaths (b, d, e), la forte orientation préférentielle du quartz (b, d) et l'identité des microstructures majeures de l'encaissant et de l'intrusion. Echelles : a, c, 0.5 mm ; b, 0.35 mm ; d, 0.30 mm ; e, 0.25 mm.



Schmid et al. 1987).

Les sens de cisaillement locaux que l'on peut éventuellement déduire des dissymétries des diagrammes d'axes $\langle a \rangle$ ne sont pas vraiment discriminants, et varient bien sûr en fonction de la situation locale de chaque échantillon vis à vis des structures macroscopiques (Fig. 60 & 61) : seul l'orthogneiss leucogranitique, prélevé dans le domaine à structures C-S senestres homogène, montre clairement une fabrique d'axes $\langle a \rangle$ compatible avec un cisaillement senestre (Fig. 61a). Par contre, l'échantillon d'orthogneiss prélevé à proximité d'une intersection entre deux bandes de cisaillement conjuguées, ne montre en conséquence pas de dissymétrie de fabrique nette (Fig. 60a). Les fabriques des deux autres échantillons ne sont pas clairement interprétables. Deux hypothèses peuvent être émises à ce sujet. D'une part, ces deux échantillons proviennent de zones très mylonitiques (Fig. 60b & 61b) où une très forte réduction de la taille du grain est observée (Fig. 54b,d & 59) ; des modifications locales des fabriques par l'intervention de glissements aux joints de grains sont envisageables. D'autre part, l'histoire de la déformation a pu être complexe dans ces zones ultramylonitiques. En particulier, l'échantillon de la Figure 61b, prélevé au niveau de l'interface intrusion-encaissant, est affecté par le fort gradient d'étirement observé à ce niveau (cf. Fig. 57).

L'ensemble de ces observations est bien sûr insuffisant pour pouvoir quantifier précisément les conditions thermiques de la mylonitisation. Le glissement de direction $\langle a \rangle$ et la recrystallisation par rotation de sous-grains dans le quartz, combinés à l'instabilité locale de la biotite, indiquent des conditions thermiques inférieures à 550°C (cf. ch. VIII) (Simpson 1985). La néogénèse de micas blancs observée en particulier le long des fractures dans les feldspaths (cf. Fig. 59) indique également que la mylonitisation, dans l'intrusion comme dans l'encaissant, a eu lieu au moins partiellement en conditions rétro-morphiques.

V.4 DISCUSSION ET CONCLUSIONS

Le caractère le plus frappant du champ de déformation finie observé est la très grande différence d'échelle des discontinuités cisailantes observées dans le leucogranite et dans son encaissant. Ceci reflète un comportement rhéologique différent dans ces deux unités au cours de la déformation progressive. Certes, des hétérogénéités de grande taille (filons) existent localement dans la granodiorite et étaient présents avant l'intrusion. De telles hétérogénéités peuvent favoriser une forte localisation de la déformation (cf. Cobbold 1977), alors que le leucogranite est lui très homogène. Néanmoins, nous proposons que cette différence de structure soit plutôt fondamentalement le résultat d'histoires thermiques différentes subies par ces deux unités au cours d'une déformation progressive accumulée avant, pendant et après la mise en place du leucogranite. Dans un tel contexte, le leucogranite chaud et très ductile, partiellement ou totalement fondu, se met en place dans un

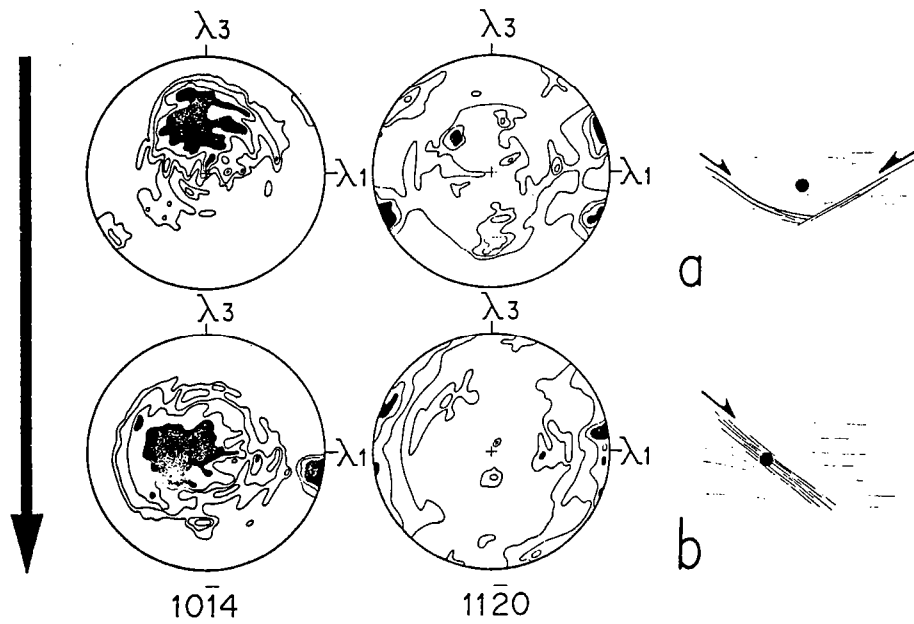


Fig.60 - Orientations préférentielles du quartz dans l'encaissant granodioritique. La localisation des échantillons par rapport aux zones de cisaillement est schématisée. Les figures de poles $10\bar{1}4$ donnent une image lissée des orientations préférentielles d'axes C; contours 1, 2, 3, 4 x d. u. (distribution uniforme) (a), et 1, 1.5, 2, 2.5 x d. u. (b). Les figures de poles $11\bar{2}0$ (axes $\langle a \rangle$) correspondent aux lignes de glissement; contours 1, 1.4, 1.6, 1.8 x d. u. (a) et 1, 1.2, 1.3, 1.5 x d. u. (b).

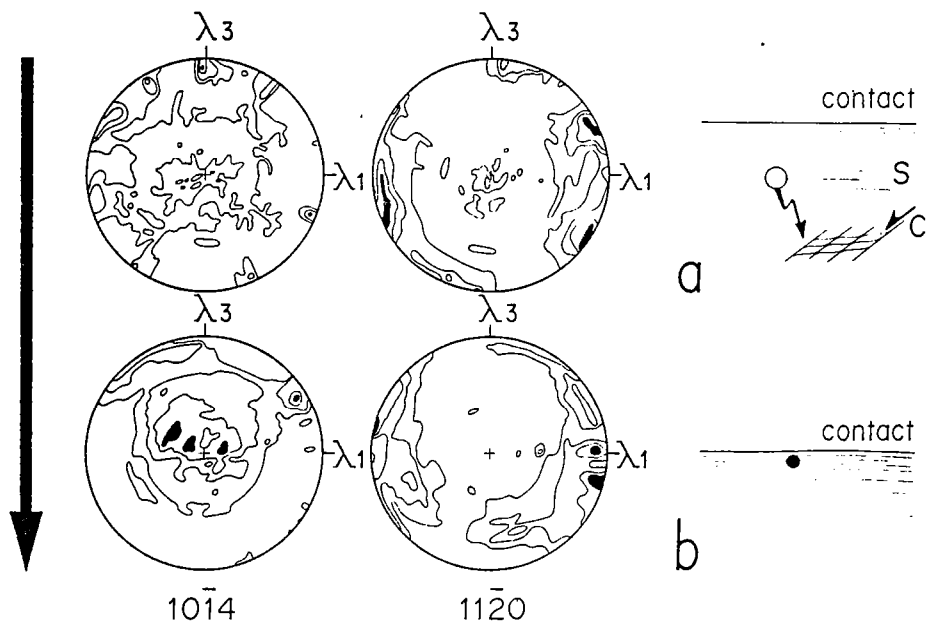
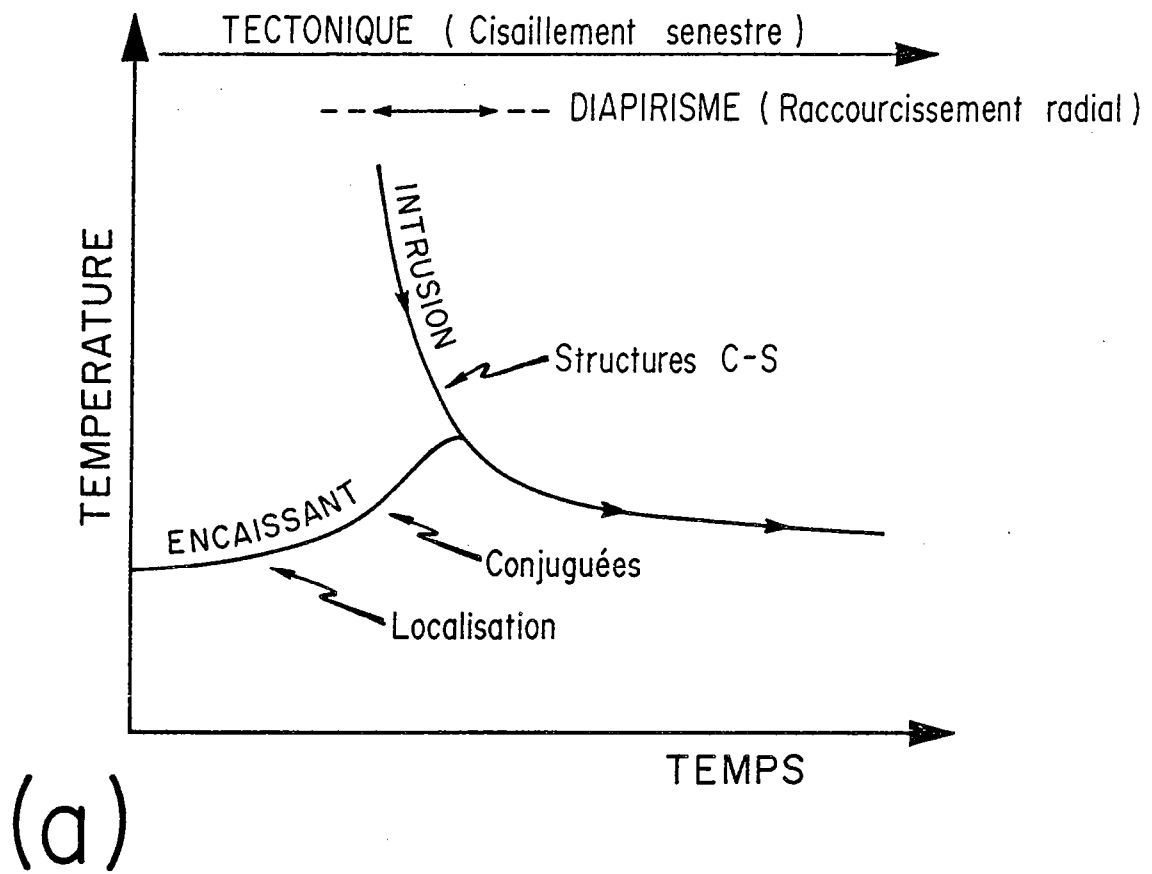


Fig.61 - Orientations préférentielles du quartz dans le leucogranite intrusif. Figures de poles $10\bar{1}4$: contours 1, 1.5, 2.2, 3 x d. u. (a) et 1, 1.4, 1.8, 1.2 x d. u. (b). Figures de poles $11\bar{2}0$: contours 1, 1.2, 1.4, 1.6 x d. u. (a et b). Même légende que Fig. 60.



(b)

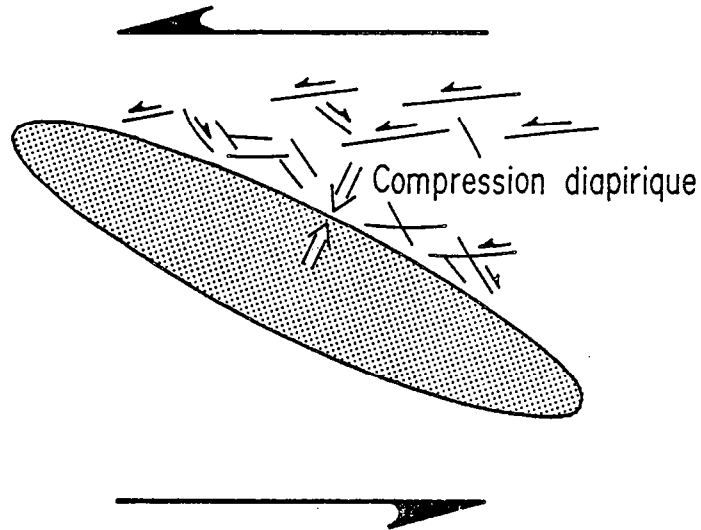


Fig.62 - Schémas interprétatifs des relations entre structure et histoire thermique (a) et structures et cinématique (b) au niveau de la zone de contact entre l'intrusion syntectonique du leucogranite de St Cast et son encaissant granodioritique.

encaissant initialement rigide et plus froid, amolli au contact (Fig. 62a).

L'effet de la tectonique régionale, précoce par rapport à la mise en place du granite, peut rendre compte du développement précoce de failles ductiles très localisantes dans un encaissant relativement rigide, induré, à seuil de plasticité élevé (cf. ch. IV) (Bowden 1970, Pelzer 1983). Le fort raccourcissement imposé au contact lors de l'intrusion s'accompagne (1) d'un développement croissant des failles conjuguées dextres, et (2) de la rotation des failles mylonitiques. Cette réorientation peut être accommodée par un élargissement des zones mylonitiques et par la déformation des domaines inter-failles.

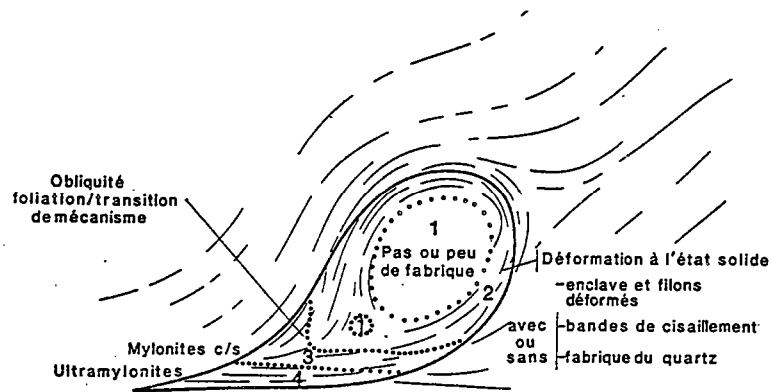
Au contraire, lors de sa mise en place, le leucogranite peut subir une déformation plus homogène, avec propagation d'un grand nombre d'instabilités très locales, de l'échelle du grain, conduisant au développement de structures C-S pénétratives sous l'effet du cisaillement régional (cf. ch IV). Le refroidissement syn et post mise en place se marque par le développement de rares failles ductiles secondaires, très localisées et recoupant la fabrique orthogneissique C-S (cf. Fig. 58) : la rigidité de l'ensemble intrusion-encaissant augmentant, sa propension à développer des failles sous l'effet de la tectonique régionale augmente.

Après l'intrusion, les deux unités subissent une histoire thermique rétrograde identique (Fig. 62a). En outre, la petite taille du massif leucogranitique (cf. Fig. 51c) doit être associée à un refroidissement rapide du magma lors de sa rééquilibration thermique avec l'encaissant (cf. Spera 1980). Ceci peut rendre compte du fait que l'essentiel des microstructures observées, en particulier les fabriques du quartz, soient très semblables et rétro-morphiques dans les deux unités.

Dans le modèle proposé, le gradient d'étirement observé à l'interface intrusion-encaissant est interprété comme l'effet du raccourcissement normal à l'interface induit par la mise en place et le gonflement du leucogranite (Fig. 62b). Cette interprétation est en outre appuyée par le fait qu'une seule schistosité et une seule déformation majeure affectent l'encaissant comme l'intrusion.

CONCLUSIONS

(a)



(b)

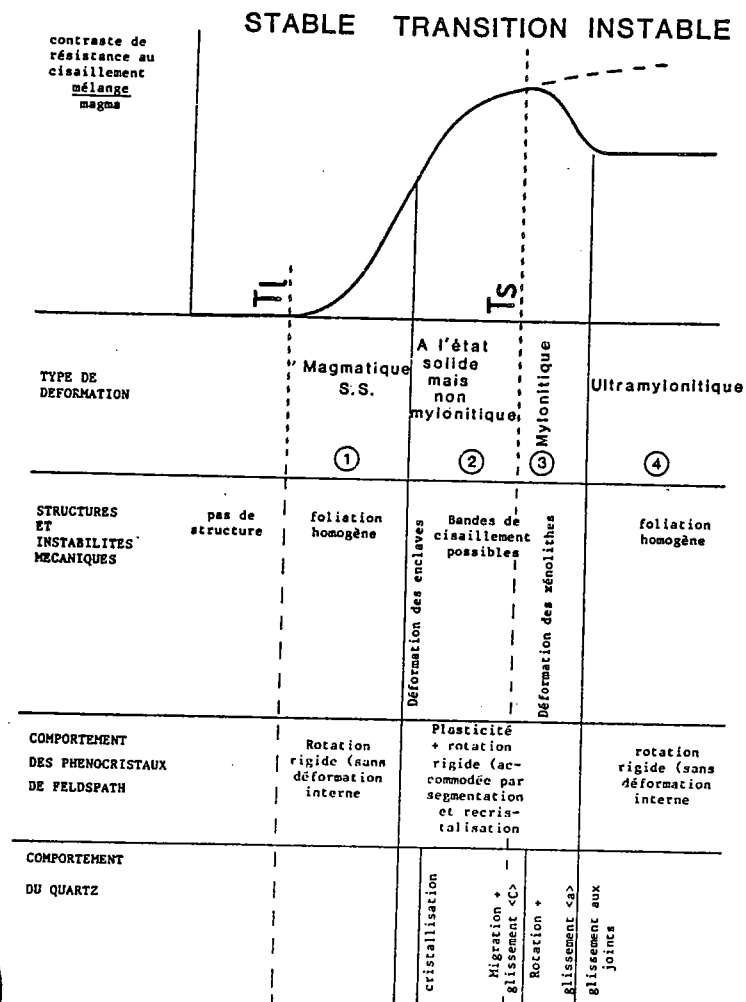


Fig.63 - Schéma général des relations entre structures et mécanismes de déformation lors de la mylonitisation d'un granite syntectonique. Les principaux stades successifs de la mylonitisation (1, 2, 3, 4) correspondent globalement à la zonation classiquement observée dans les plutons (a).

Les résultats décrits dans cette première partie mettent tous l'accent sur la très forte influence qu'a l'histoire thermique rétrograde sur l'acquisition des principales caractéristiques de la déformation des granites syntectoniques. Nous avons en particulier pu discuter et préciser (1) les relations entre microstructures, mécanismes de déformation et comportement rhéologique, et (2) les caractéristiques structurales des champs de déformation hétérogène dans les granites syntectoniques cisailés.

. Relations structures, mécanismes de déformation et transitions rhéologiques

Lorsqu'ils se mettent en place suffisamment haut dans la croûte, les plutons syntectoniques sont classiquement caractérisés par deux zonations internes distinctes (Fig. 63) : (1) une zonation du comportement rhéologique depuis l'état magmatique jusqu'à l'état solide s.s., en liaison avec le gradient thermique syn-mise en place, et (2) des gradients de déformation induits par le gonflement du pluton. L'étude de ces zonations nous a en outre permis de préciser les modalités de la transition état magmatique-état solide. Ainsi, 4 grands types de déformation successifs peuvent être distingués (Fig. 63), chacun étant associé à des structures, des mécanismes de déformation dominants et un comportement rhéologique macroscopique particuliers. Les principales questions qui ont pu être discutées sont résumées sur la Figure 63b. Parmi les résultats obtenus, certains points très généraux peuvent être soulignés :

- Dans le domaine transitoire entre un comportement magmatique et un comportement solide très instable, il existe un éventail de mécanismes qui ne sont strictement symptomatiques ni d'un état magmatique, ni des effets de la tectonique. L'exemple du granite de Flamanville (ch. I) a en outre souligné que les structures C-S, qui attestent d'un comportement local instable, peuvent être d'origine diapirique et peuvent naître avant la cristallisation complète du magma (moins de 35% de liquide). Parallèlement, une foliation homogène sans évidence de déformation intense des minéraux peut résulter d'un comportement globalement solide (ch. II).
- Au cours du refroidissement, la transition entre migration et rotation observée au niveau des processus de recristallisation dominants dans le quartz paraît correspondre aux changements structuraux et texturaux fondamentaux. En particulier, ce n'est que lorsque la migration des joints devient limitée et que les systèmes de glissements intracristallins dans le quartz acquièrent une forte orientation préférentielle que le comportement global du granite peut devenir fortement instable, marqué par l'amorce des processus de mylonitisation et la localisation de la déformation à l'échelle macroscopique. En ce sens, cette transition doit être un facteur critique pour le contrôle du degré d'hétérogénéité de la déformation des granites à grande échelle.

. Champs de déformation hétérogène et structures C-S

Lorsqu'elle est hétérogène, la déformation des plutons pendant leur mise en place est typiquement caractérisée par l'amplification de très nombreuses instabilités pénétratives de l'échelle de

l'échantillon à l'échelle régionale. En contexte cisailant, ceci conduit à la formation de structures C-S. Le développement de telles structures pénétratives et peu localisantes semble clairement favorisé par le fait que la déformation débute à haute température et s'amplifie au cours d'un trajet thermique rétrograde. Dans les premiers stades, le matériau est en particulier caractérisé par (1) une structure homogène et isotrope, (2) une matrice quartzo-feldspathique intersticielle (éventuellement partiellement fondue) qui permet la localisation de la déformation (diffusion), (3) des domaines plus rigides (phénocristaux) en quantité insuffisante pour contrôler le comportement global de la roche et limiter la propagation des instabilités intersticielles ; cette propagation est facilement accommodée par les rotations rigides et une recristallisation périphérique des phénocristaux. Ces caractères sont propices à un comportement relativement peu instable qui peut rendre compte du fait que les orthogneiss à structures C-S pénétratives peuvent souvent constituer de larges masses globalement déformées de façon homogène dans les granites syntectoniques. Le durcissement qui accompagne le refroidissement progressif accentue néanmoins le caractère instable du matériau : le champ de déformation devient de plus en plus hétérogène au cours de la déformation progressive. En ce sens, une déformation syn-mise en place n'est pas propice au développement d'un champ de déformation marqué par de fortes discontinuités ultramylonitiques locales isolant de larges domaines de granite peu déformé.

LES GRANITES PRETECTONIQUES

**ORTHOGNEISSIFICATION
ET CONDITIONS METAMORPHIQUES**

Cette deuxième partie est consacrée à la déformation des granites prétectoniques, ceux impliqués dans les portions de socle réactivés en zones orogéniques. Vis à vis des granites syntectoniques, ils se distinguent par (1) un état initial plus ou moins induré avant la déformation, et (2) une histoire métamorphique syntectonique qui peut être complexe, d'abord prograde puis rétrograde. Ceci s'exprime au niveau des structures et des mécanismes de déformation par différents caractères souvent typiques :

- 1 - Un champ de déformation finie souvent très hétérogène en particulier lorsque la déformation débute à relativement basse température ou dans un matériel relativement pauvre en fluide ; la relative rigidité du matériau s'exprime alors par une très forte localisation de la déformation dans des zones de cisaillement ductiles séparant des domaines préservés peu ou non déformés.
- 2 - Des interactions entre déformation, réactions métamorphiques et transferts de matière qui peuvent être très importantes, et vont dépendre de l'histoire métamorphique syntectonique.
- 3 - Un comportement relatif des deux principales phases minérales, feldspath et quartz, qui peut varier de façon complexe au cours de la déformation progressive. Rigides en faciès schistes verts, les plagioclases, en particulier, peuvent montrer un contraste de ductilité très faible vis à vis du quartz dans l'amphibolite faciès, lorsque les conditions thermiques sont suffisamment élevées pour permettre une recristallisation dynamique totale des cristaux magmatiques. En ce sens, la transition schistes verts-amphibolite marque une transition rhéologique importante dans le comportement des granites prétectoniques, très instable au dessous de 500°C, puis relativement stable à des températures plus élevées. En outre, la diminution de la ductilité relative du quartz vis à vis de la phase feldspathique s'observe pour des conditions thermiques comparables à celles où une transition entre faible et forte activité de la recristallisation par migration des joints se marque nettement dans les microstructures du quartz. On a vu précédemment (cf. ch. II) qu'une forte activité de la recristallisation par migration apparaît souvent associée à un comportement global relativement stable.
- 4 - Des mécanismes de déformation qui, pour des conditions thermiques comparables, peuvent varier fortement en fonction du degré d'hydratation du matériau.

Les pages qui suivent tenteront d'illustrer et de discuter ces différents points afin de dégager certaines des spécificités majeures de la déformation ductile des granites prétectoniques en fonction des conditions métamorphiques synschisteuses. Les exemples sont essentiellement pris dans les massifs cristallins externes des Alpes suisses (Massif de l'Aar et du Gotthard).

VI - DEFORMATION EN FACIES SCHISTES VERTS - EXEMPLE DU MASSIF DE L'AAR (ALPES CENTRALES)

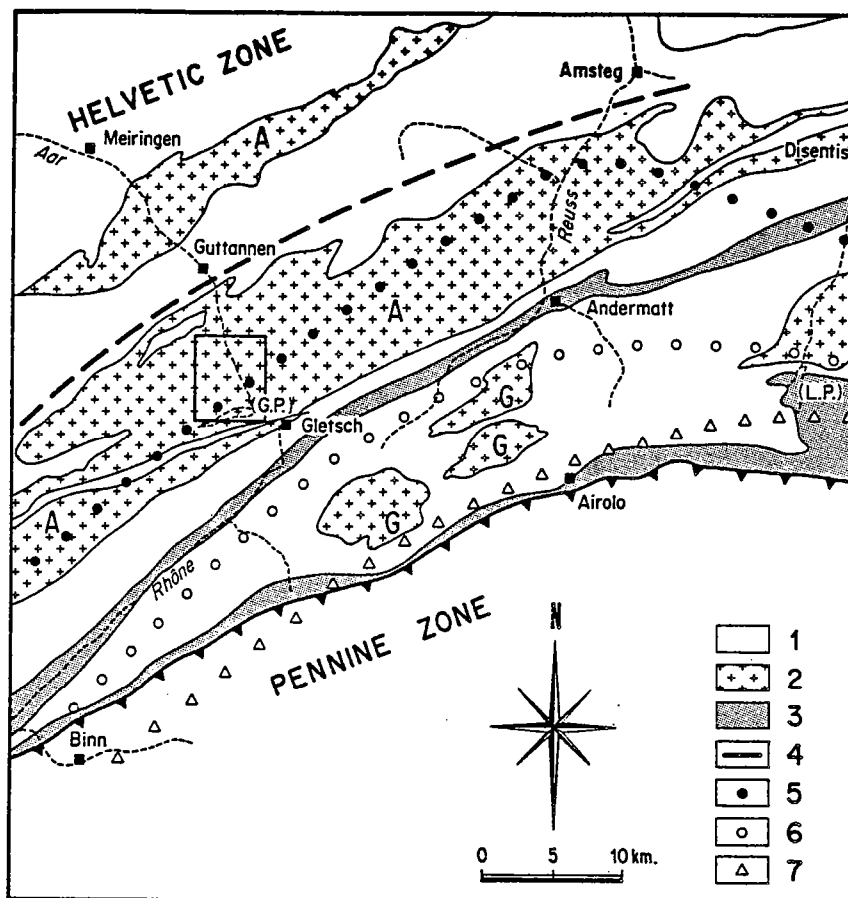


Fig.64 - Carte générale des massifs cristallins externes des Alpes Centrales suisses et localisation de la région étudiée (encadré) dans le massif de l'Aar. (G. P.), Grimsel Pass ; (L. P.), Luckmanier Pass. 1, séries indifférenciées ; 2, roches granitiques préalpines (A, Aar ; G, Gotthard) ; 3, Mésozoïque et Permocarbone des zones externes ; 4, apparition de la biotite verte dans les métagranites (Steck et Burri 1971) ; 5, changement de degré d'ordre du feldspath potassique (Baumbauer et Bernotat 1982) ; 6, transition albite-oligoclase (Steck 1976) ; 7, apparition du staurotide (Frey 1974).

VI.1. INTRODUCTION ET CONTEXTE STRUCTURAL

Le massif de l'Aar, situé dans les Alpes centrales suisses (Fig. 64), fait partie des massifs cristallins externes constituant le socle antéalpin des nappes helvétiques. Il est principalement composé de séries métamorphiques (gneiss et amphibolites) intrudées par des granites hercyniens (Steck 1966, 1968).

La zone étudiée, située le long de la vallée de l'Aar (Fig. 64), est formée d'intrusions granitiques (granite de l'Aar et granodiorite du Grimsel, Steck 1968) tardi-hercyniennes (Wütrich 1969, Marquer 1987 ; 292 10 M.A., âge non publié, Peucat com. pers.). Elles sont affectées par une déformation alpine très hétérogène (Steck 1966, 1968, Steck et al. 1979), fortement localisée au niveau de zones mylonitiques de toute échelle, anastomosées et isolant des lentilles de granite peu ou pas déformé (Choukroune et Gapais 1983) (A VI 1 et A VI 2) (Fig. 65). Vis à vis du gradient régional de métamorphisme alpin, croissant vers les zones internes de la chaîne, les massifs cristallins externes suisses montrent un passage progressif du faciès schistes verts de bas grade au Nord du massif de l'Aar au faciès amphibolite au Sud du massif du Gotthard (e.g. Steck 1968, Steck et Burri 1971, Frey 1974, Steck 1976, Thompson 1976, Voll 1976, Frey et al. 1980, Baumbauer et Bernottat 1982) (Fig. 64).

Ce chapitre décrit les structures, les microstructures et les mécanismes de déformation associés au métamorphisme schistes verts dans la partie sud du massif de l'Aar (zones du Räterisch-Bodensee et du Grimsensee, Fig. 65), à des températures d'environ 450-500°C (cf. Marquer 1987).

VI.2. MACROSTRUCTURES

VI.2.1. Champ de déformation finie

Le long de la vallée de l'Aar, une seule déformation, d'âge alpin, est observée. Elle s'accompagne du développement d'une schistosité pénétrative régionale, subverticale ou à fort pendage sud (typiquement 70°), d'orientation moyenne N70 très constante (Fig. 65 ; A VI 2), et marquée par l'orientation des minéraux et des enclaves homogènes. Cette schistosité porte une linéation régionale d'étirement à fort plongement. Une étude détaillée du champ de déformation observé est donnée en appendices VI 1 et VI 2. Nous en rappelons ici l'essentiel :

- 1- La déformation finie est de type aplatissement ($0.03 < K < 0.8$) (cf. Fig. 7, A VI 2 ; Fig. 3, A VI 1 ; Fig. 5, ch. X.3) (voir également Marquer et al. 1985). A l'échelle de l'échantillon ou de l'affleurement, l'aplatissement est révélé par la fabrique pénétrative planaire de la roche ($L < S$) et par la forme des enclaves homogènes (cf. A VI 2 ; ch. X.3). A toute échelle, l'aplatissement fini se reflète dans la géométrie du réseau défini par les zones mylonitiques : ce sont des zones de cisaillement courbes qui délimitent des volumes de forme lenticulaire, plus ou moins

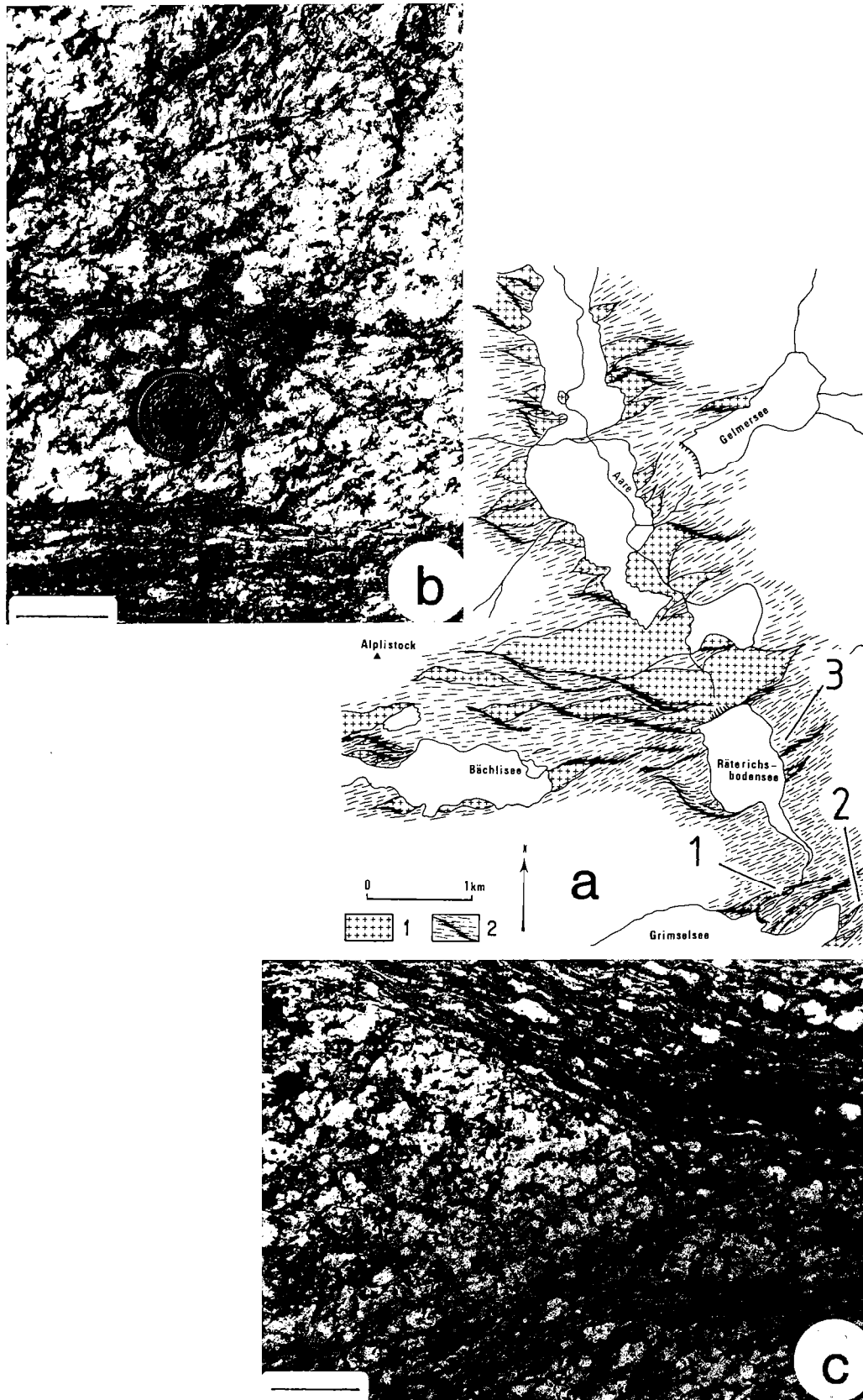


Fig.65 - (a) Carte structurale le long de la vallée de l'Aar (1, roches granitiques faiblement déformées ; 2, traces de foliation régionale et des zones mylonitiques majeures dans les orthogneiss). La linéation d'étirement régionale est subverticale. 1, 2, 3, localisation des profils de déformation finie effectués à travers les zones de cisaillement décrites en Fig. 66 (2) et 67 (1, 2, 3). Les différentes analyses microstructurales décrites dans ce chapitre se réfèrent principalement à la zone 1. (b), (c), aspects des gradients de déformation observés à l'échelle de l'affleurement dans les parties nord (b) et sud (c) de la coupe. Echelles : 2.5 cm.

axisymétriques autour de la direction de raccourcissement global (normale à la schistosité régionale plan de symétrie des lentilles), et sur lesquelles les directions de déplacement local (et d'étirement associé) sont disposées plus ou moins radialement (A VI 2 ; Fig. 5 et 10a, ch. X.3).

2- A l'échelle d'une population de bandes mylonitiques, les gradients de déformation totale sont soulignés par (1) un aplatissement croissant des domaines lenticulaires préservés (diminution des angles entre zones de cisaillement et schistosité régionale, indiquant une rotation des premières au cours de la déformation progressive), et (2) une augmentation de la déformation pénétrative moyenne dans les domaines entre les zones mylonitiques (Fig. 8, A VI 2). Ces caractères apparaissent clairement à l'échelle du gradient régional de déformation, croissant du Nord vers le Sud, observé le long de la vallée del'Aar (Fig. 2, A VI 2) (Fig. 65a).

3- A travers une zone mylonitique donnée, les gradients de déformation sont généralement très forts, et ceci quelle que soit l'intensité moyenne de la déformation globale à plus grande échelle. Selon la taille des zones considérées, le passage du granite initial isotrope aux ultramylonites à grain fin totalement recristallisées peut s'observer sur quelques millimètres ou quelques mètres, aussi bien dans la partie nord de la coupe étudiée, où la déformation totale est faible (Fig. 65b), que dans la partie sud où les domaines de matériel isotrope préservé sont plus rares (Fig. 65c et 66). A travers ces zones, l'intensité de la déformation finie $\bar{\epsilon}_s$ (Nadai 1963) peut ainsi classiquement passer de valeurs minimales de l'ordre de 0.2 dans le matériel peu déformé à des valeurs pouvant dépasser 3.4 dans les ultramylonites au coeur des zones (Fig. 67). Les quantités de raccourcissement associées varient typiquement de 10 à 90% (déformation finie estimée à partir de l'analyse de populations d'enclaves homogènes, cf A VI 2, Marquer 1987).

VI.2.2. Mylonitisation et déformation finie

A l'échelle macroscopique, la déformation croissante s'accompagne de la destruction de l'assemblage initial de cristaux au profit d'une matrice fine recristallisée (Fig. 67). La fraction clastique comprend essentiellement les phénocristaux feldspathiques ; la fraction recristallisée, appelée ici matrice (cf. Marquer et al. 1985, Marquer 1987), est formée de grains fins (souvent < 30 microns) constitués principalement de biotites, de produits de destabilisation des feldspaths magmatiques (épidote, muscovite, quartz, albite) et de rubans de quartz polycristallins (Fig. 68). Marquer (1986) a effectué une étude détaillée des relations entre l'intensité de la déformation finie, estimée à partir des populations d'enclaves, et le pourcentage de matrice observé dans des échantillons représentatifs. Elle justifie en outre de distinguer quatre grands stades de déformation croissante, chacun correspondant à un aspect typique de la roche sur le terrain (Fig. 67) et à une gamme de pourcentages de matrice bien

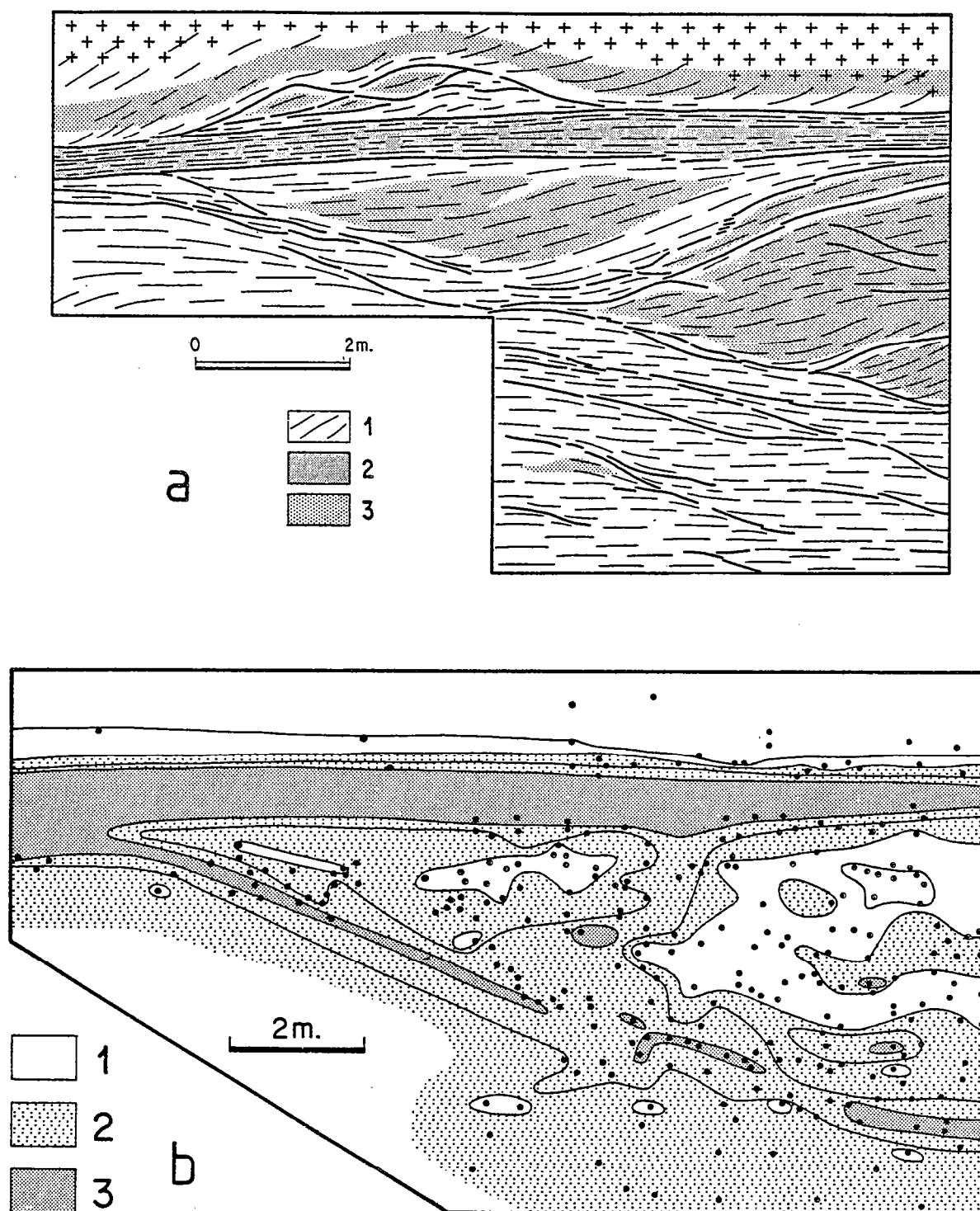


Fig.66 - Carte structurale subperpendiculaire à l'étirement régional montrant un exemple des gradients de déformation observés en bordure des lentilles peu déformées (zone 2, Fig. 65), soulignant le caractère parfois très brutal des variations de l'intensité de la déformation à l'échelle de l'affleurement (partie haute de la carte). (a) trajectoires de schistosité (croix, granodiorite isotrope ; 1, faciès mylonitique ; 2, faciès ultramylonitique ; 3 faciès orthogneissique). (b) contours des rapports axiaux R des enclaves homogènes ; chaque point représente une enclave ; 1, $R < 5$; 2, $5 < R < 20$; 3, $R > 20$.

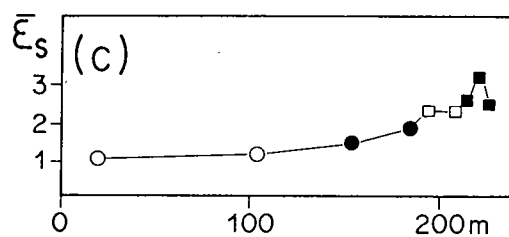
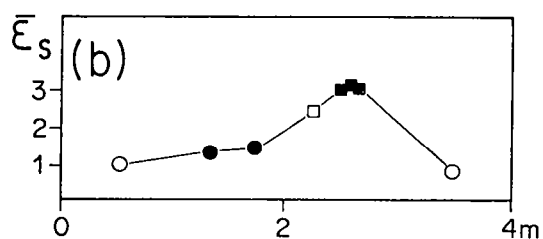
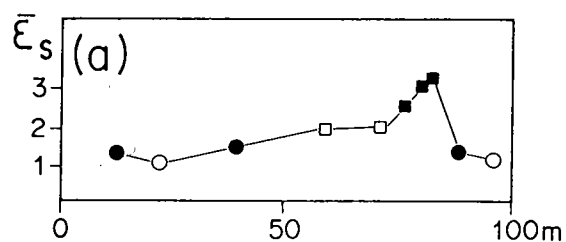
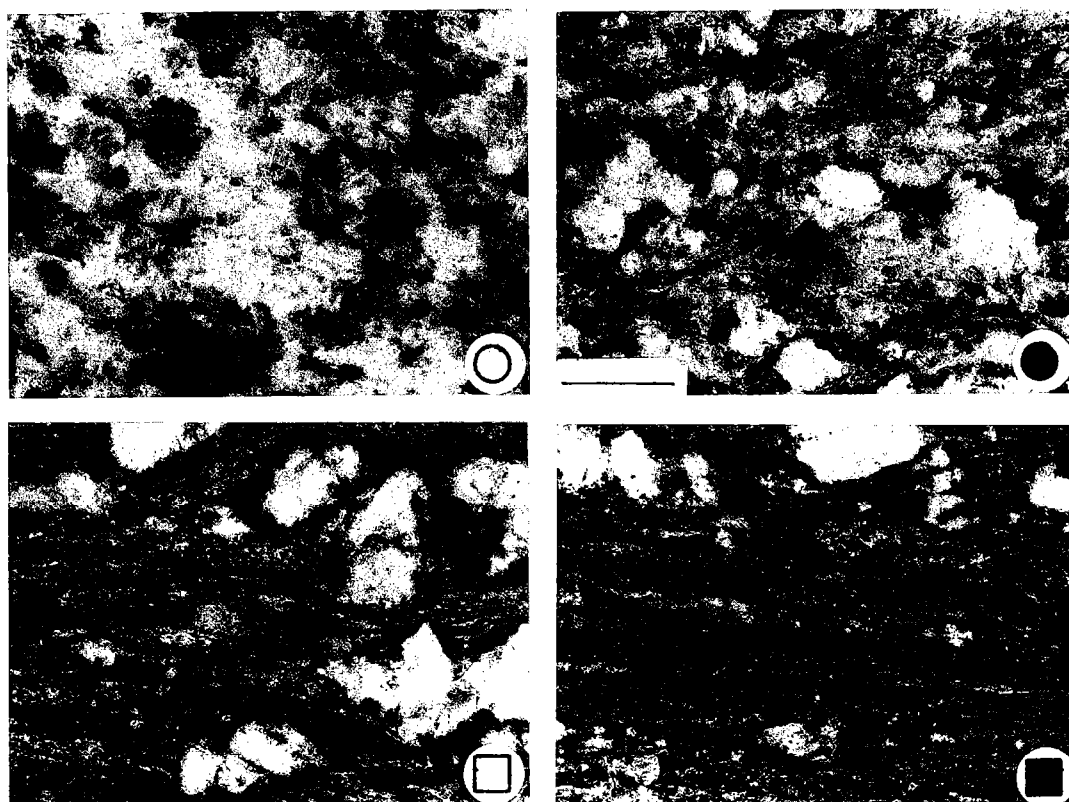


Fig.67 - Aspects macroscopiques des gradients de déformation et exemples de profils de variation de l'intensité de la déformation finie ($\bar{\epsilon}_s$) en fonction de la distance à travers des zones mylonitiques limitant des lentilles peu déformées. 1, 2, 3, 4 correspondent respectivement aux faciès peu déformés, orthogneiss, mylonite, et ultramylonite (cf. Fig. 68). Les profils (a), (b), (c) sont respectivement situés au niveau des zones 1, 2, et 3 de la Fig. 65 ; (d'après Marquer 1987). Echelle photos, 1 cm.

délimitée (Fig. 68) :

- roche peu ou pas déformée (subisotrope) = 0-25% de matrice,
- orthogneiss = 25-50% de matrice,
- mylonite = 50-70% de matrice,
- ultramylonite = 70-100% de matrice.

Une partie du volume de matrice correspond à des bandes de déformation particulièrement intense (Fig. 68), souvent en position de bandes de cisaillement conjuguées autour des clastes feldspathiques. Elles sont formées de grains particulièrement fins (souvent < 30 microns) et se distinguent souvent du reste de la roche par une forte teneur en phyllosilicates. Une squelettisation sommaire de ces bandes de 2ème ordre à l'échelle de l'échantillon souligne que leur nombre et leurs longueurs augmentent avec l'intensité de la déformation globale. Ceci est illustré par l'allure de la relation observée entre connexité des bandes et intensité de déformation finie (Fig. 69). Cette relation montre en outre qu'un réseau interconnecté de bandes "micacées" très ductiles s'établit dans la roche au niveau de la transition orthogneiss-mylonite, soit lorsque le pourcentage de matrice tend vers 50%.

VI.3. DEFORMATION DU QUARTZ

VI.3.1. Polygonisation et formation des rubans

Dans le matériel peu déformé, les agrégats de quartz présentent des caractères tardi-magmatiques de haute température typiques : grands grains de taille variable, joints très lobés et irréguliers, indiquant une recristallisation par migration (cf. ch. II) (Fig. 70a). La déformation de ces agrégats primaires conduit au développement de rubans polycristallins, à grains très équants à l'échelle locale, polygonaux et montrant des points triples bien individualisés (Fig. 70). Les orientations préférentielles de réseau, décrites plus loin en détail, sont nettes (cf. Fig. 71) et s'accompagnent de sous-structures (bandes de pliage, extinctions onduleuses) généralement mal exprimées (Fig. 70).

Une grande part des rubans de quartz se développe également à partir des cristallisations en zones abritées aux extrémités des phénocristaux feldspathiques (Fig. 70). Une partie de ce quartz provient probablement de l'albitisation des feldspaths qui, comme nous le verrons plus loin, est un caractère important de la déformation observée. La proportion précise de quartz réactionnel par rapport au quartz magmatique primaire reste cependant difficile à établir. Notons toutefois que les bilans minéralogiques et chimiques suggèrent que l'albitisation de la phase feldspathique a pu induire jusqu'à 200% d'augmentation du volume de quartz dans les ultramylonites par rapport au faciès isotrope de départ (Marquer 1987, Fig. 22.9a). Dans tous les cas, la formation de ces rubans de quartz montre que la déformation plastique s'accompagne de transferts par diffusion, à une échelle qui reste

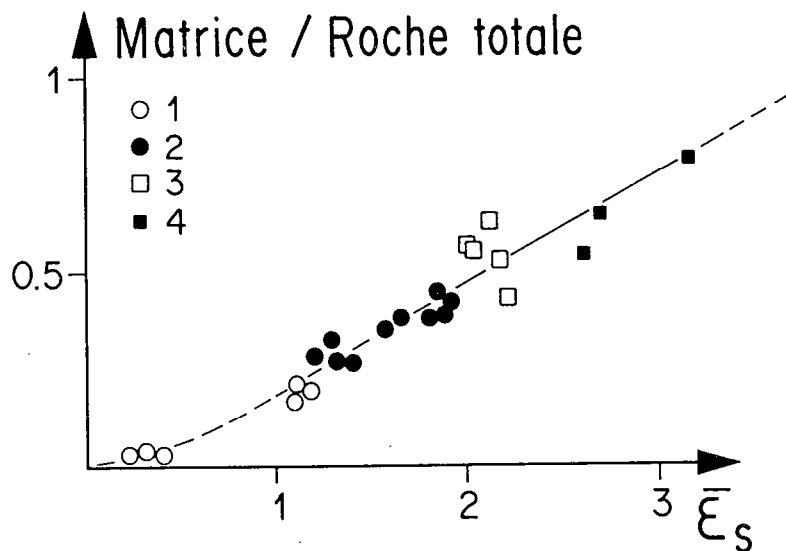
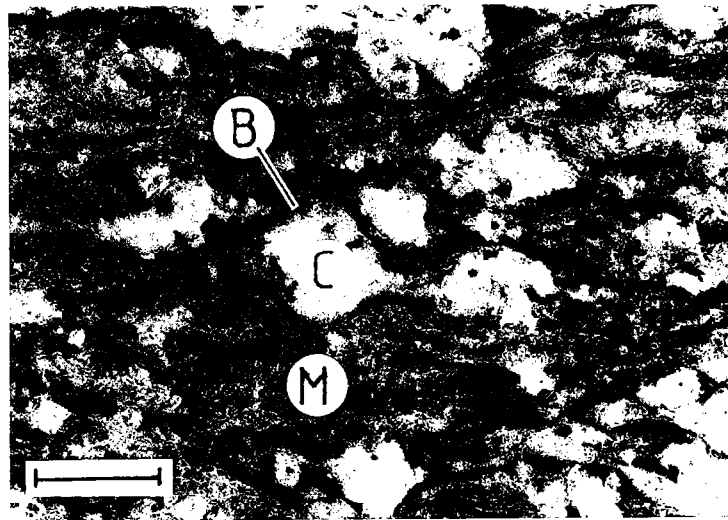


Fig.68 - Relations macrostructure-intensité de déformation finie dans la granodiorite du Grimsel. Le pourcentage de matrice fine (M) varie précisément avec l'intensité de la déformation. 1, peu déformé; 2, orthogneiss; 3, mylonite; 4, ultramylonite. Les bandes de déformation (B) sont soulignées par une concentration de minéraux phylliteux (zones sombres) et contourment les reliques clastiques (C); (d'après Marquer 1987). Echelle photos, 1 cm.

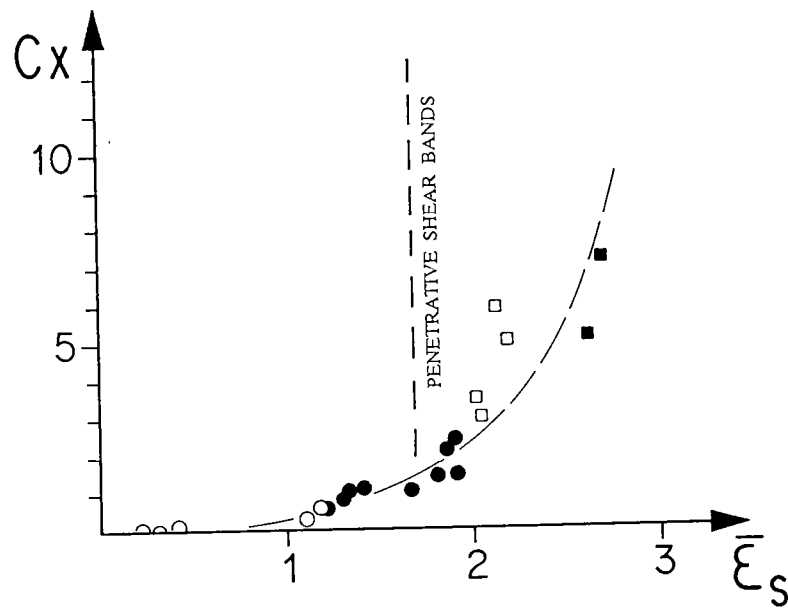
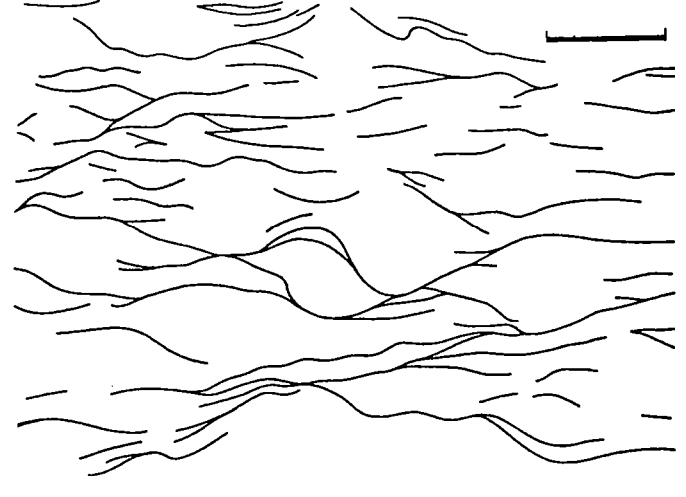
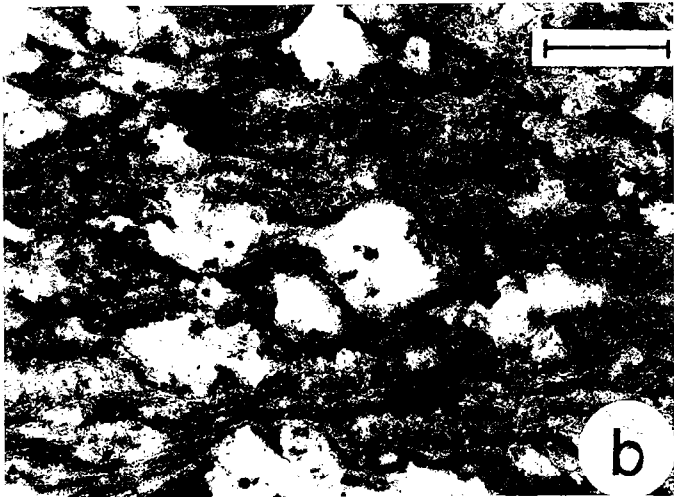
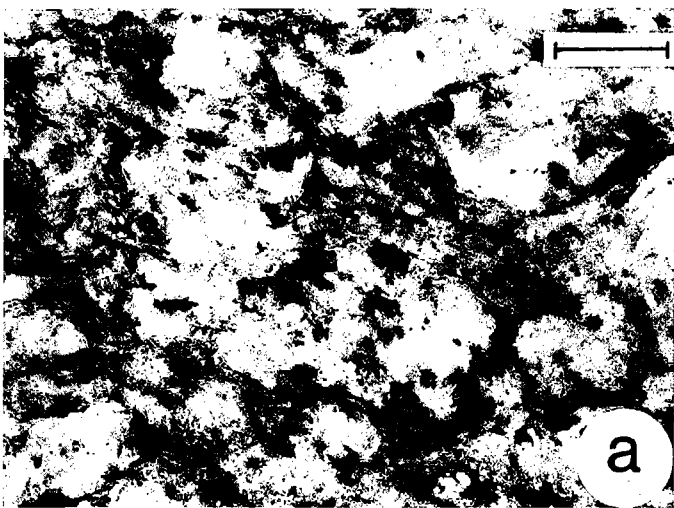


Fig.69 - Variation de la densité de bandes de déformation mylonitiques surmicacées (a, b) et de leur degré de connection (C_x = nombre de connections entre zones squelettisées par cm^2) (C) en fonction de l'intensité de la déformation $\bar{\xi}_s$. (a), $\bar{\xi}_s = 1.2$; (b), $\bar{\xi}_s = 1.8$; échelles, 1 cm; (d'après Marquer 1987).

vraisemblablement inférieure à celle de l'échantillon car la teneur globale de la roche en SiO₂ est indépendante de l'intensité de la déformation (Marquer et al. 1985) (A VI 3).

Le développement des rubans souligne la forte ductilité du quartz par rapport aux feldspaths initiaux non transformés. Cependant, dans les ultramylonites où l'essentiel de la phase feldspathique primaire est détruite, ces rubans sont parfois isolés dans la matrice fine formée de quartz, albite, biotite et muscovite, et sont plus ou moins contournés par la schistosité (Fig.70). Ainsi, si les agrégats de quartz polycristallin apparaissent comme la phase la plus ductile au début de la déformation, ils tendent à former des reliques relativement rigides lorsque la matrice fine devient suffisamment importante (>50%) pour accommoder l'essentiel de la déformation.

V.3.2. Orientations préférentielles de réseau

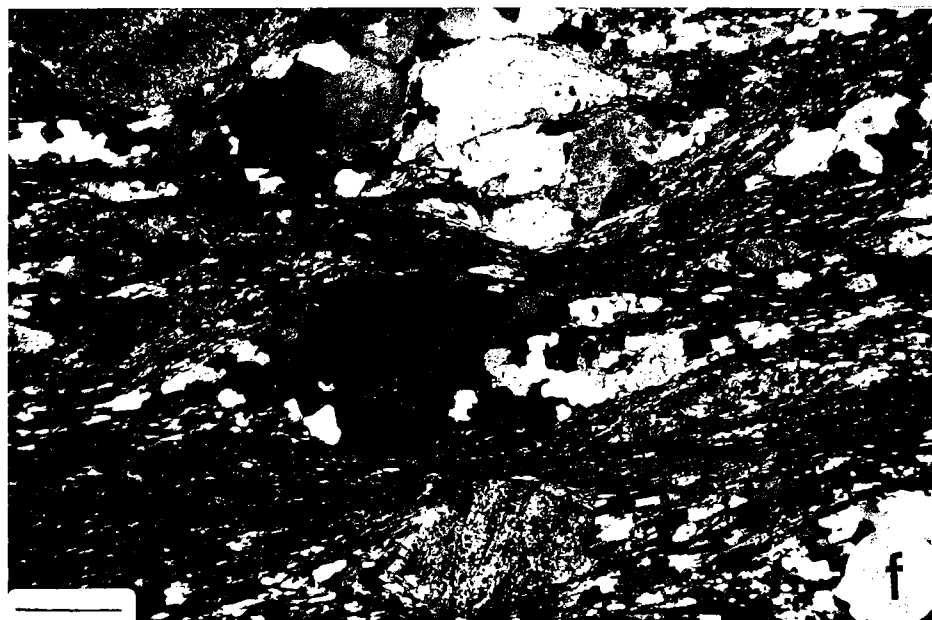
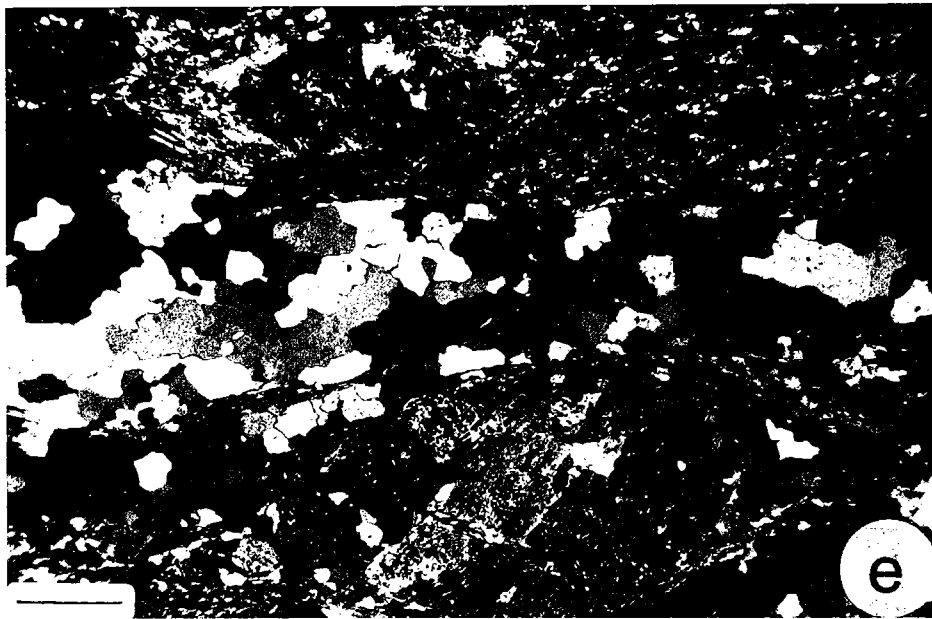
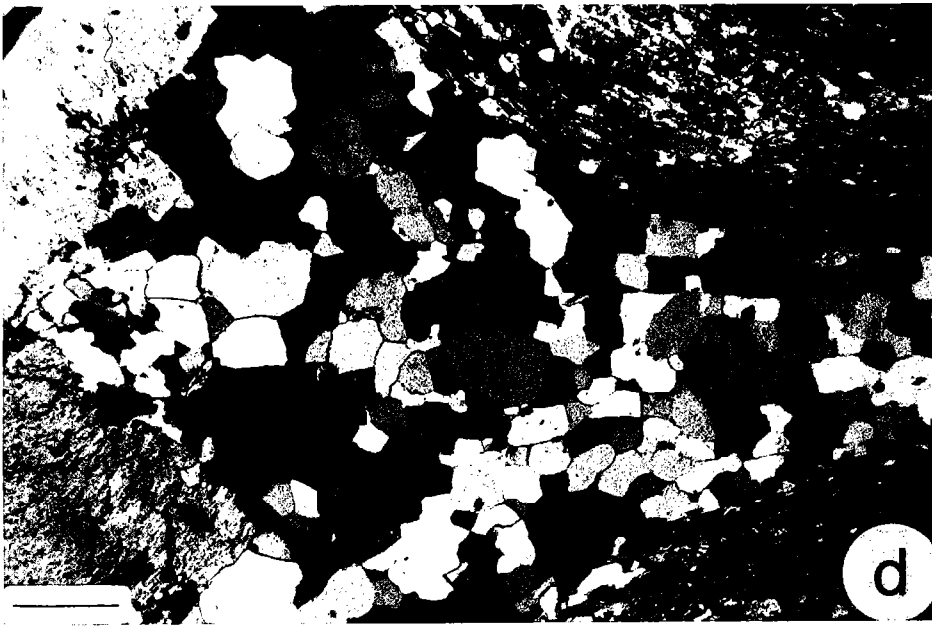
L'orientation des axes C du quartz des rubans a été mesurée à la platine universelle pour différents états de déformation de la granodiorite du Grimsel (cf. Fig. 64 et 65). Les mesures effectuées (Fig. 71) soulignent les points suivant :

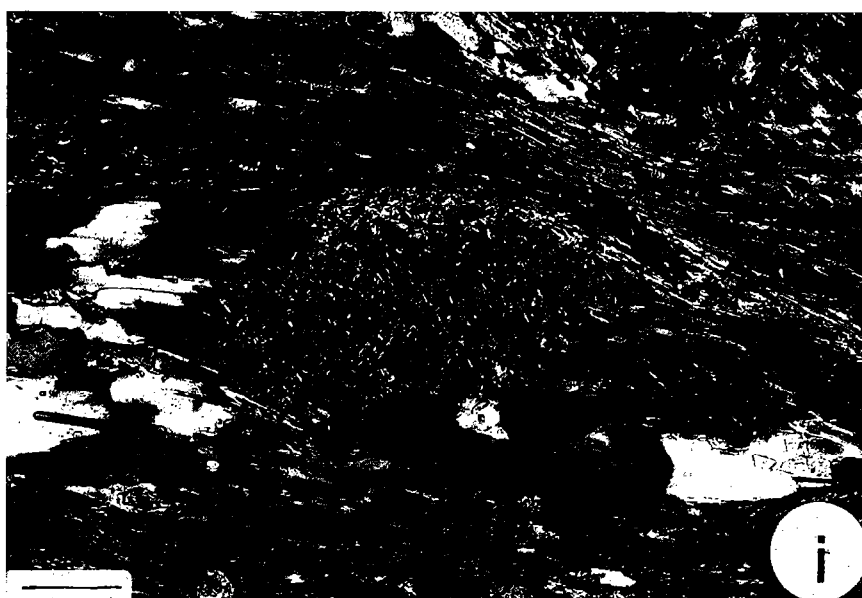
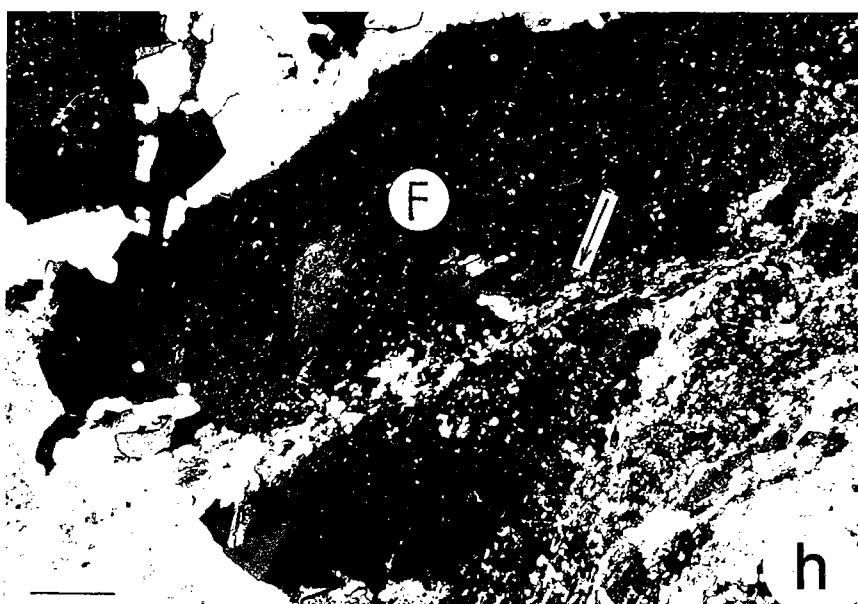
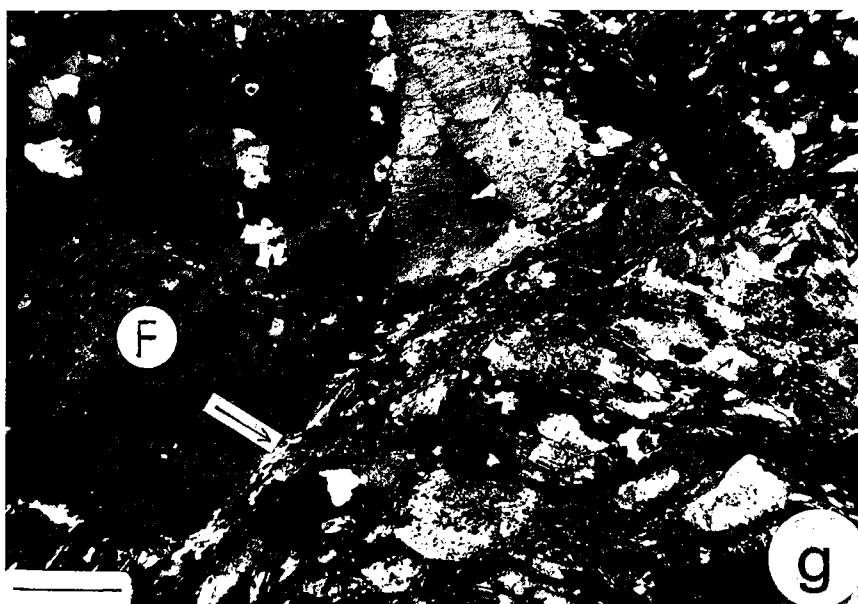
- Les faciès subisotropes peuvent montrer une orientation préférentielle (Fig. 71a). Dans l'échantillon analysé ici (Fig. 67-1), elle s'exprime par une concentration d'axes C proche d'une faible linéation définie par l'alignement des phénocristaux feldspathiques et des biotites. Une telle fabrique, combinée aux évidences de recristallisation par migration des joints, peut se développer à haute température, lors de la mise en place (ch. II). Les observations effectuées sont toutefois insuffisantes pour discuter ici l'origine et la représentativité de cette fabrique clairement primaire.
- Les orthogneiss présentent une fabrique de type couronnes croisées bien développée et relativement symétrique par rapport à la schistosité (Fig.71b, c, d). De telles fabriques indiquent du glissement intracristallin de direction $\langle a \rangle$ (cf. Bouchez et Pécher 1981, Gapais 1979, Bouchez et al. 1983, Schmid et al. 1986, Gapais et Cobbold 1987) et un assez faible degré de non coaxialité de la déformation (cf. ch. X.3) (Gapais et Cobbold 1987, Etchecopar et Vasseur 1987).
- Bien que toujours exprimée, la fabrique semble s'altérer localement dans les mylonites et les ultramylonites (Fig. 71e).

Il est intéressant de signaler ici que, si elles sont relativement bien développées au niveau des rubans, les fabriques du quartz sont beaucoup moins nettes à l'échelle de la roche totale. Ainsi, des mesures effectuées par goniométrie de texture, prenant donc en compte les rubans, les zones abritées et le quartz de la matrice, fournissent des résultats souvent moins exploitables bien que cette technique soit appropriée à l'analyse des roches granitiques lorsque les fabriques sont bien développées (cf. ch. II, III et IV). Si les conditions de compatibilité de déformation entre grains voisins imposent le développement d'une fabrique de réseau dans les rubans de quartz, il n'en est pas forcément de même pour les grains isolés dans la matrice où les glissements aux joints, en particulier, peuvent accommoder une part de la déformation et ainsi limiter le développement des fabriques de réseau. Parallèlement, la néogénèse de grains par transfert de matière doit également contribuer à limiter le développement de



Fig.70 - Aspects microstructuraux de la déformation du quartz et des feldspaths dans la granodiorite de l'Aar. (a) migration des joints dans les agrégats de quartz magmatiques dans un faciès isotrope; échelle, 0.15 mm. (b), (c), (d), (e), (f) déformation du quartz et formation des rubans en fonction de la déformation croissante. Le quartz cristallise dans les fractures (b) et en zones abritées (c). Le passage des zones abritées aux zones exposées se marque par une nette diminution de la taille du grain (d); dans les mylonites, les rubans apparaissent relictuels par rapport à la matrice fine (f). Echelles: b, c, d, e, 0.5 mm. (g), (h), (i) aspects de la déformation des feldspaths. (g), (h) fracturation des feldspaths (F) et destabilisation dans les fractures et en bordure des grains dans les orthogneiss (flèches); (i) corrosion et dissolution en bordure d'un claste plagioclasiq (p) relictuel dans une ultramylonite. Echelles: g, 0.5 mm; h, 0.25 mm; i, 0.1 mm.





fortes fabriques.

Cependant, les fabriques d'axes $\langle a \rangle$ obtenues par goniométrie de texture confirment dans certains cas les indications fournies par les fabriques d'axes C. Un exemple est donné en Figure 72 pour une ultramylonite prélevée au niveau d'une zone à composante chevauchante vers le nord dans la granodiorite du Grimsel (barrage du Grimselsee, Fig. 65) :

- Les deux maxima d'axes $\langle a \rangle$ à peu près symétriquement disposés de part et d'autre de la direction principale d'étirement révèlent du glissement intracristallin de direction $\langle a \rangle$.
- L'inégalité de population de ces deux maxima révèle une composante de cisaillement global (cf. ch. X.2) compatible avec la position de l'échantillon par rapport à la géométrie générale du réseau de failles ductiles (Fig. 72).
- La dispersion des axes $\langle a \rangle$ sur un cône très largement ouvert autour de la direction principale de raccourcissement 3 indique une déformation finie de type aplatissement (cf. ch. X.2).
- Les faibles densités observées soulignent la relativement faible intensité de la fabrique.

VI.3.3. Taille des grains

Dans la matrice, la taille des grains du quartz reste généralement inférieure à 100 microns mais varie sensiblement en fonction de l'environnement local, en particulier de l'abondance des phyllosilicates qui limitent la croissance des néoblastes (cf. White et al. 1980).

Dans les agrégats pauvres en impuretés, la taille des néoblastes est plus grande et également variable. On note en particulier une nette diminution de la taille du grain le long des rubans, depuis les zones abritées contre les clastes feldspathiques vers les zones exposées et déformées à distance de ces clastes (Fig. 70). Parallèlement, les zones exposées des rubans montrent une taille de néoblastes très constante, quelle que soit l'intensité de la déformation totale (Fig. 73). Dans ces zones, toutes identiques du point de vue structural et minéralogique, la taille moyenne du grain est d'environ 140 microns, similaire à celle des néoblastes bien individualisés observés dans les faciès peu déformés (Fig. 73a et f), et sensiblement plus petite et plus constante que celle des reliques clastiques. Ces observations soulignent en outre (1) que la taille de grain stable dans les agrégats polycristallins pauvres en impuretés apparaît indépendante de la vitesse de déformation et directement contrôlée par l'état de contrainte (cf. White 1979, revues dans Etheridge et Wilkie 1979, 1981, Ord et Christie 1984), et donc indirectement par la température de fluage, et (2) qu'estimer les contraintes à l'aide de la taille du grain (cf. Twiss 1977, Ord et Christie 1984) reste un exercice très délicat dans les roches polyminérales (White 1979). Bien que non systématique (e.g. Vauchez 1987), une telle constance de la taille stable à travers des zones mylonitiques a déjà été décrite, par exemple dans des quartzites homogènes

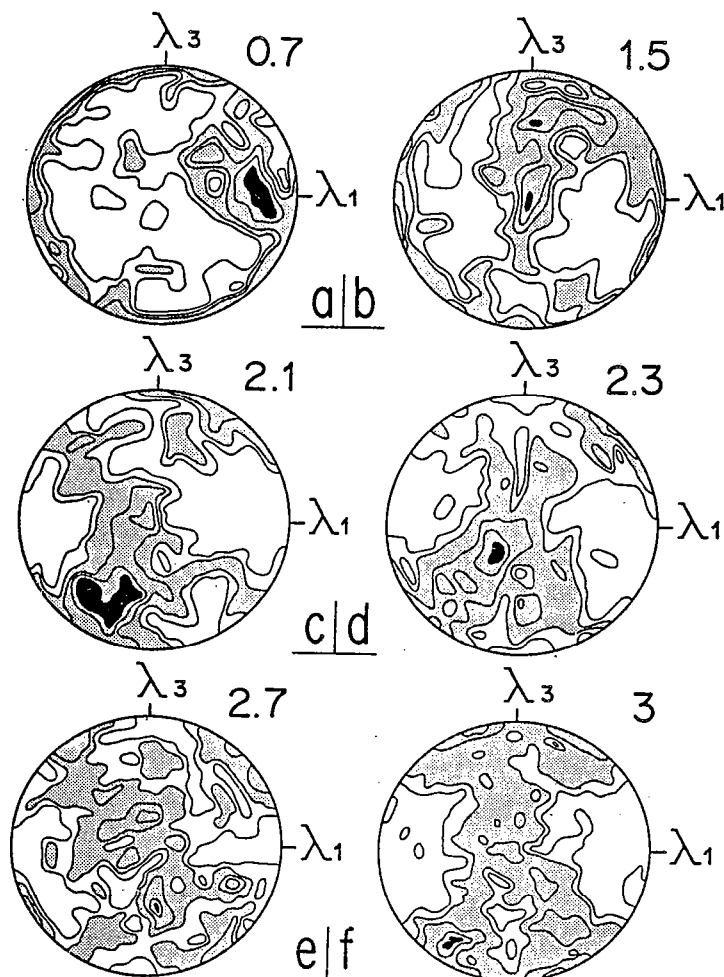


Fig.71 - Orientations préférentielles d'axes C du quartz (platine universelle) en fonction de la déformation croissante dans la granodiorite du Grimsel. Contours tous les 0.5% par unité de surface. 200 mesures par diagramme. Les chiffres à droite des diagrammes donnent la valeur de l'intensité de déformation finies.

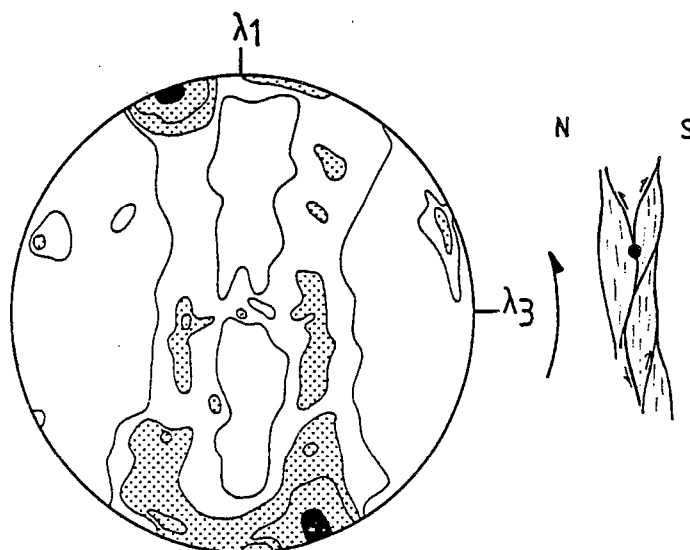


Fig.72 - Exemple d'orientations préférentielles d'axes <a> du quartz (goniométrie de texture) dans un faciès mylonitique et localisation de l'échantillon par rapport au champ de failles ductiles observé (coupe verticale). La distribution d'axes <a> est compatible avec une déformation de type aplatissement et une composante de chevauchement vers de Nord. contours, 1, 1.2, 1.4, 1.6 x d. u. (distribution uniforme). Ce type de fabrique est relativement exceptionnel dans les roches étudiées. Le plus souvent, les orientations préférentielles sont faibles et mas discernables par goniométrie de texture.

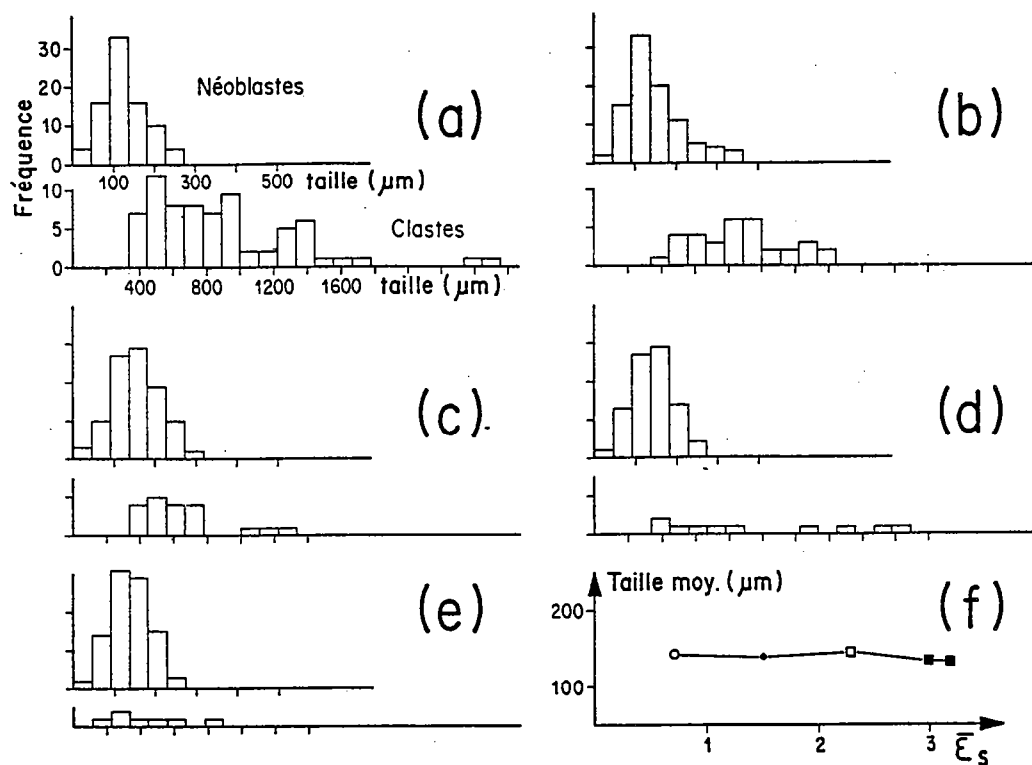


Fig.73 - Histogrammes de fréquence (a à e) de la taille des grains de quartz (clastes et néoblastes) mesurée dans les zones exposées des rubans (à distance des clastes feldspathiques) pour 5 échantillons montrant une intensité de déformation croissante (f). (a) peu déformé, (b) orthogneiss, (c) mylonite, (d) ultramylonite. La taille des néoblastes est très constante quelle que soit l'intensité de la déformation.

déformés et recristallisés par glissements intracristallins (Gapais et White 1982) (ch. III.4).

VI.4. DEFORMATION DES FELDSPATHS

La déformation des feldspaths du granite de l'Aar, ainsi que les transformations minéralogiques et chimiques qui l'accompagnent ont été étudiées récemment en détail par Auffray (1986) et Marquer (1987). Leurs principaux résultats concernant la granodiorite du Grimsel (cf. Fig. 65) sont résumés et complétés ci-dessous.

VI.4.1. Déformation et transformations minéralogiques

La déformation est caractérisée par d'importantes transformations minéralogiques (Fig. 74) et chimiques (cf. A VI.3) dont l'essentiel est associé à la destruction de la phase feldspathique magmatique, instable dans les conditions P.T. synschisteuses. Discuter en détail les modalités des réactions et des transferts de matière impliqués n'est pas l'objet du présent travail (voir Marquer 1987) (A VI.3). Seuls les caractères pouvant implicitement avoir des effets majeurs sur le comportement rhéologique macroscopique de la roche sont rappelés ici.

Les plagioclases (Fig. 75) et les feldspaths potassiques sont albitisés au cours de l'orthogneissification. L'albitisation de l'ensemble des clastes, quelle que soit leur taille (Fig. 75), intervient relativement brutalement pour une intensité de déformation voisine de 1.5 (environ 65% de raccourcissement). L'albitisation des feldspaths potassiques s'accompagne de la néogenèse de phengites, d'abord localisée au niveau de fractures et aux joints de grains, puis généralisée à l'ensemble de la roche dans les ultramylonites (Fig. 70). La forte teneur des ultramylonites en phengites (Fig. 74) est associée à une forte augmentation de la teneur de la roche en K₂O et en eau constitutionnelle (cf. Fig. 7, A VI.3). Elle implique un apport de fluides intergranulaires dans les zones de cisaillement et une diffusion des ions K⁺ en solution depuis les domaines préservés (orthogneiss) vers le coeur des zones déformées (Marquer 1987). A partir des stades mylonitiques, la déformation s'accompagne d'une diminution globale de la phase albitique (Fig. 74). Ceci se marque par une baisse des teneurs en Na₂O et en CaO dans la roche (cf. Fig. 7, A VI.3) et implique la dissolution des feldspaths.

En résumé, sur des bases purement minéralogiques et chimiques, deux étapes successives semblent distinguables : (1) albitisation lors de l'orthogneissification, impliquant des transferts de cations sans destruction complète du réseau feldspathique, et (2) dissolution et

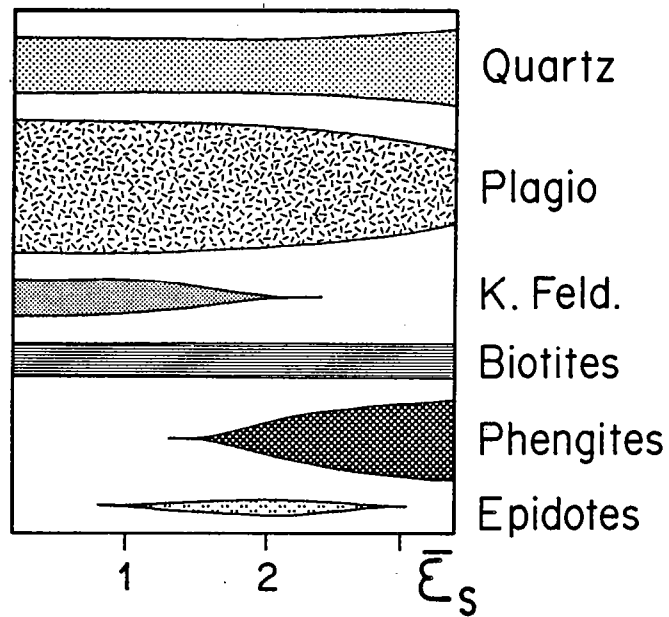


Fig.74 - Schéma illustrant la variation du mode minéralogique en fonction de l'intensité de la déformation ($\bar{\epsilon}_s$) dans la granodiorite du Grimsel ; d'après Marquer 1987.

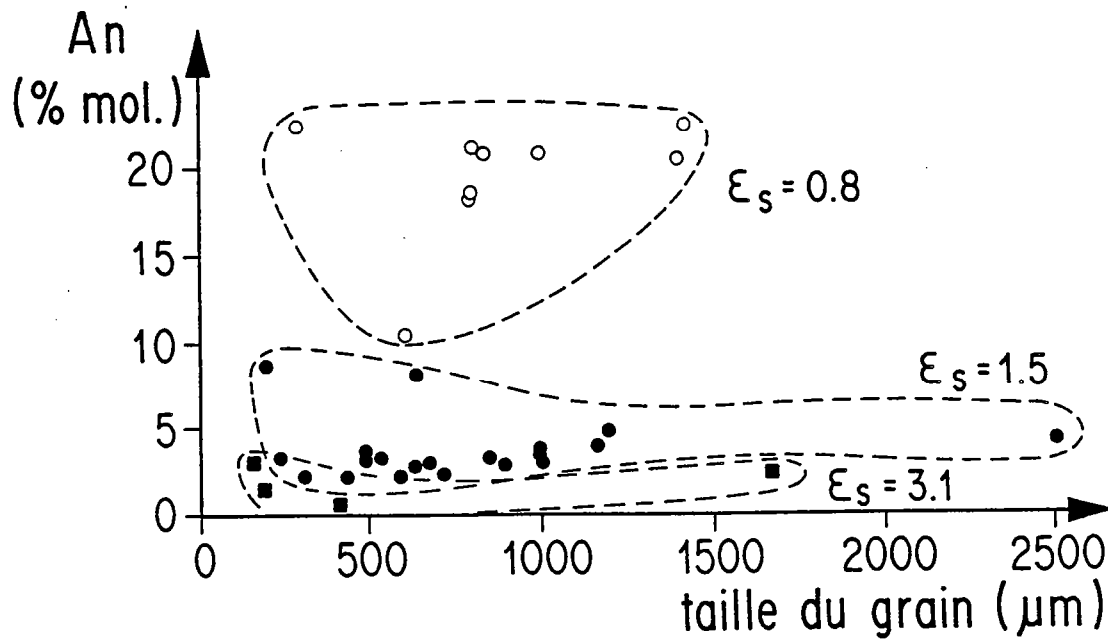


Fig.75 - Variation de la teneur en An dans les clastes plagioclasiques de la granodiorite du Grimsel en fonction de la déformation croissante ; d'après Auffray 1986.

destruction plus ou moins poussée des cristaux d'albite lors de la mylonitisation.

VI.4.2. Microstructures

Les variations microstructurales observées depuis le granite isotrope jusqu'aux ultramylonites révèlent également deux grandes étapes dans la déformation de la phase feldspathique :

- Un comportement partiellement fragile caractérise l'orthogneissification (% matrice < 50%, $\bar{\epsilon}_s < 2$).
- Un comportement purement ductile caractérise la mylonitisation (%matrice > 50%, $\bar{\epsilon}_s > 2$).

Cette transition de type fragile-ductile à l'échelle du grain est bien marquée en lames minces par un accroissement des processus de recristallisation aux dépens de la fracturation (Fig. 76). Ses modalités ont été précisées à l'aide de comptages linéaires effectués au microscope optique le long de traverses obliques à la schistosité (plan $\lambda_1 \lambda_2$). Le long de ces traverses, on compte en particulier le nombre de joints de grains et de microfractures intragranulaires recoupés pour chaque phase minérale. Outre le mode minéralogique de la roche, on peut ainsi estimer le degré de fracturation des minéraux, la taille moyenne du grain (clastes et néoblastes) et le nombre de grains par unité de longueur de roche (voir Mitra 1978 pour une description détaillée de la technique de comptage). Les résultats présentés ci-dessous concernent la phase feldspathique dans son ensemble, feldspaths potassiques et plagioclases confondus : en effet, l'albitisation massive évoquée précédemment rend toute distinction délicate, voire injustifiée, dès les stades orthogneissiques, lorsque la fracturation devient importante. Les figures 76, 77 et 78 illustrent les résultats obtenus pour 5 échantillons de la granodiorite du Grimsel (localisation, Fig. 65) présentant des quantités de déformation croissante, depuis un faciès subisotrope jusqu'aux ultramylonites. On note les principaux points suivants :

- La proportion relative de clastes par rapport à la totalité du feldspath initialement présent dans la roche (estimée par comptage dans des échantillons de granodiorite subisotrope, diminue peu dans les stades orthogneissiques puis très fortement dans les mylonites, lorsque le pourcentage de matrice dépasse 50% de la roche (Fig. 76). En d'autres termes, la phase feldspathique reste essentiellement clastique (pas de recristallisation) jusque dans les orthogneiss.
- Parallèlement, le nombre de grains constituant la fraction clastique évolue de façon caractéristique (Fig. 77) : augmentation dans les orthogneiss puis brutale diminution dans les mylonites. Cette transition est en outre précédée par un fort accroissement du nombre de microfractures (Fig. 77b) qui diminue ensuite très fortement dans les ultramylonites. C'est lorsque le degré de fracturation est maximal ($\bar{\epsilon}_s$ voisin de 1.5) que l'albitisation intervient massivement (cf. Fig. 75).
- Tout au long de la déformation, la taille moyenne des clastes diminue (Fig. 78). Celle des néoblastes semble par contre, comme dans le cas du quartz (cf. Fig. 73f), indépendante de l'intensité de la déformation (Fig. 78).

Dès les premiers stades de l'orthogneissification, la rupture des clastes feldspathiques s'accompagne d'une déformation plastique révélée en outre par des extinctions onduleuses et des

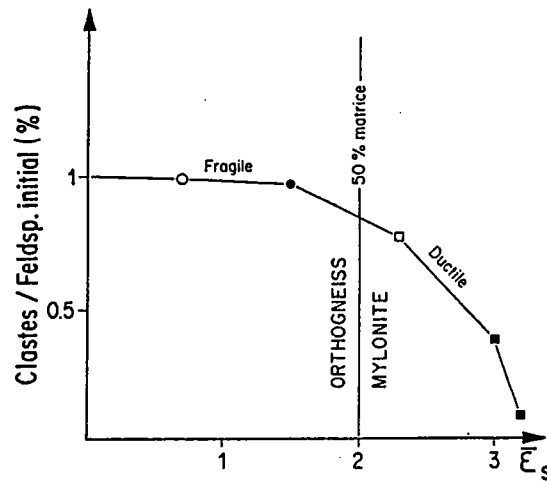


Fig.76 - Proportion de clastes feldspathiques par rapport à la quantité totale de feldspath en fonction de la déformation croissante dans la granodiorite du Grimsel. Voir texte pour commentaires.

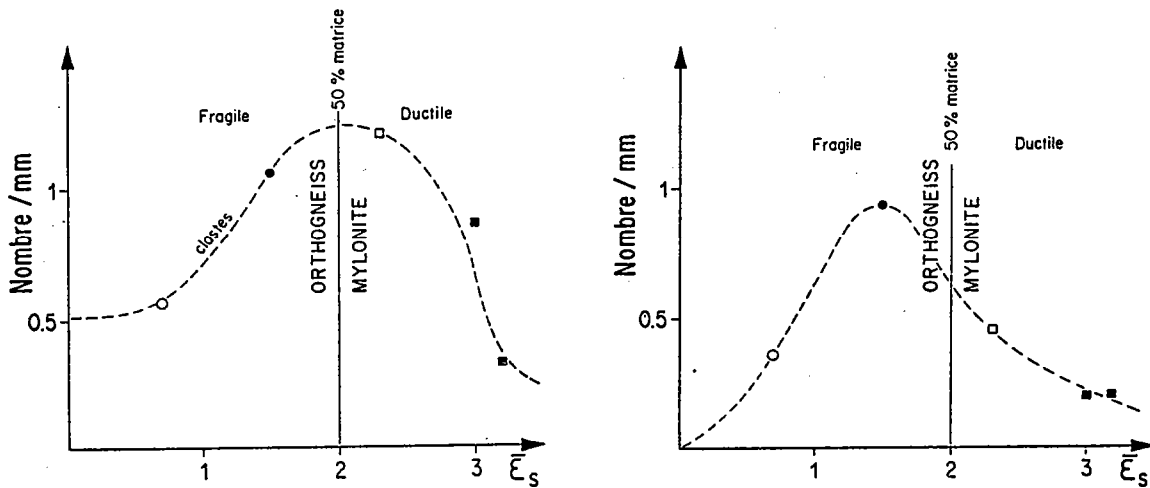


Fig.77 - Variation du nombre de clastes feldspathiques (a) et de microfractures intragranulaires (b) (a, par unité de longueur de roche, et b, par unité de longueur de claste) en fonction de la déformation croissante dans la granodiorite du Grimsel. Voir texte pour commentaires.

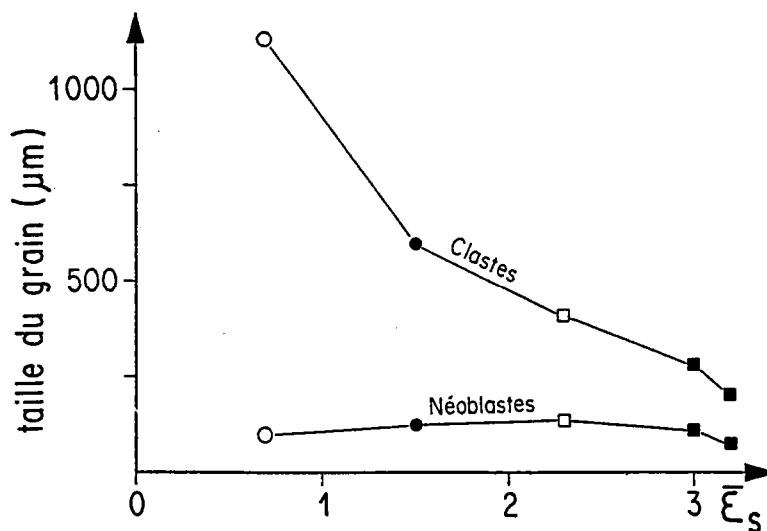


Fig.78 - Variations de la taille moyenne des clastes et des néoblastes feldspathiques en fonction de la déformation croissante dans la granodiorite du Grimsel. Voir texte pour commentaires.

plages de mâcles au microscope optique (Fig. 70) et par des structures de dislocations au microscope électronique (Auffray 1986). Dans les plagioclases, la restauration, exprimée par la formation de structures en sous-grains, augmente avec la déformation globale de la roche (Auffray 1986). La formation de néoblastes albitiques, localisée à la périphérie des clastes (structures en noyau-manteau, White 1975), devient importante au stade mylonitique, lorsque les processus de fracturation tendent à s'atténuer. Cette recristallisation, combinée aux processus de dissolution mis en évidence par la géochimie (cf. Fig. 7, A VI.3), rend compte de la diminution simultanée du nombre et de la taille des clastes observée à partir des stades mylonitiques (Fig. 77 et 78).

VI.5 DISCUSSION

VI.5.1. Mécanismes de déformation

Les observations précédentes mettent l'accent sur deux stades de déformation successifs : un stade d'orthogneissification au cours duquel la charpente feldspathique se fracture, puis un stade de mylonitisation purement ductile. La transition est relativement brutale, correspond clairement à une forte localisation de la déformation à l'échelle du massif, et semble typique de conditions métamorphiques modérées (Mitra 1978, 1983, Simpson 1985).

Dans les orthogneiss, les observations au microscope optique et au microscope électronique par transmission (Auffray 1986) révèlent que les microfractures coexistent avec une plasticité de basse température dans les feldspaths. Cette observation est classique dans les roches quartzo-feldspathiques (Debat et al. 1978, Berthé et al. 1979, Watts et Williams 1979, Tullis et Yund 1980, White et al. 1980, Hanmer 1982, Tullis 1983, White et White 1983, Vauchez 1987). C'est particulièrement le cas des déformations à basse température où, en présence d'eau, la fracturation s'accompagne de réactions rétro-morphiques (Beach 1976, Mitra 1978, 1983, Watts et Williams 1979, Dixon et Williams 1983, White et White 1983). Cette association de mécanismes fragiles et ductiles s'observe ici à tous les stades de l'orthogneissification, depuis le granite isotrope jusqu'aux mylonites ($\bar{\epsilon}_s < 2$). En outre, la déformation observée est marquée par l'absence de fracturation synschisteuse d'échelle supérieure à celle du grain (pas de discontinuité de déformation à travers les zones de cisaillement), et par une localisation là où les mécanismes sont purement ductiles (vitesse de déformation lente). Ces caractères suggèrent un processus de fracturation lente, tel que celui associé à la propagation subcritique des microfractures (voir Atkinson 1982 pour revue détaillée). La propagation subcritique a été évoquée pour rendre compte du comportement semi-fragile des roches quartzo-feldspathiques dans des conditions crustales relativement superficielles (e.g. Mitra 1983, White et White 1983). Les modèles physiques existants (cf. Atkinson 1982) montrent en général (1) une dépendance vis à vis de la taille du grain, et (2) une activation favorisée par les interactions chimiques entre fluide et solide (corrosion sous contrainte). Ces deux points semblent ici argumentés par (1) une nette

diminution du nombre de fractures, et donc vraisemblablement un arrêt de la fracturation, en dessous d'une taille de grain critique (cf. Fig. 77b et 78, $s = 1.5$, $d = 600$ microns), et (2) une albitisation massive qui coïncide avec le degré de fracturation maximum observé dans les orthogneiss ($s = 1.5$, Fig. 75 et 77b). En outre, c'est pour des grains suffisamment fissurés et de composition magmatique (forte instabilité chimique) que les interactions fluide-solide (et donc les réactions) seront maximales.

Dans les mylonites ($\bar{\epsilon} s > 2$), la déformation est purement ductile en liaison avec (1) la faible taille moyenne du grain (pourcentage de matrice $> 50\%$), et (2) le caractère stable de tous les minéraux constitutifs vis à vis des conditions thermiques, les ultramylonites ayant une composition de gneiss albitique. Cependant, la mylonitisation est caractérisée par une diminution de la quantité de feldspath albitique, tandis que la proportion absolue de phengite et de quartz augmente. Ceci souligne encore le caractère instable des associations fluides-minéraux, qui rend en outre compte d'une migration du K_2O des bordures orthogneissiques vers le coeur mylonitique des zones de cisaillement, et d'un comportement antagoniste de Na_2O , en liaison avec une déformation de l'albite par dissolution. La prépondérance des mécanismes de diffusion est attendue lors du fluage à relativement basse température d'un agrégat à grains fins, et doit en outre s'accompagner d'un adoucissement sensible (Elliot 1972, Rutter 1976, White 1976). Il est intéressant de noter que Montardi et Mainprice (sous presse) ont récemment obtenu expérimentalement du fluage de type diffusion dans des agrégats de plagioclase à grain fin. Les processus de diffusion aux joints de grains en milieu hydraté semblent ici particulièrement actifs dans la matrice mylonitique. L'observation d'une forte intensification des modifications géochimiques de la roche et de la néogenèse de mica blanc à partir du moment où la matrice devient abondante ($> 50\%$) et fortement interconnectée en est l'illustration (comparer les Figures 68, 69, et Fig. 7, A VI.3). Dans les agrégats à grain fin, les mécanismes de diffusion sont classiquement associés à un comportement superplastique marqué par l'activité de glissements aux joints de grains (Boullier et Guéguen 1975, Schmid et al. 1977, White 1977, Etheridge et Wilkie 1979). Les glissements aux joints de grains, fréquemment évoqués dans les zones de cisaillement très localisées typiques de conditions métamorphiques modérées (e.g. Etheridge et Wilkie 1979, White et al. 1985, White et White 1983), apparaissent également importants dans les mylonites étudiées ici. En effet, outre l'absence de fabrique du quartz soulignée précédemment, la matrice fine est caractérisée par (1) une forte dispersion des différentes phases minérales, et (2) une grande quantité de phyllosilicates qui sont orientés parallèlement à la foliation mylonitique. Ce dernier caractère tend à imposer à l'agrégat une orientation préférentielle des joints de grains qui, subparallèle à la direction de cisaillement, définit un système de glissement intergranulaire favorablement orienté (White 1977, Gapais et White 1982, Gapais et Cobbold 1987). De plus, la néogenèse de phyllosilicates, en limitant la croissance des néoblastes de quartz et de feldspath, permet le maintien d'une taille de grain suffisamment fine pour que les mécanismes de diffusion et de glissements aux joints puissent être prépondérants (adoucissants vis à vis des mouvements de dislocations (White et al. 1980, Etheridge et Wilkie 1979, Mitra 1983). Dans les limites d'un état de contrainte globalement homogène, les tailles de grains stables sont en effet nettement supérieures à celles observées dans la matrice et se caractérisent par une forte

activité des déformations intracristallines : les clastes feldspathiques d'assez grande taille subissent une recristallisation dynamique, probablement par rotation des sous grains (Auffray 1986), les quartz des rubans (140 microns) sont clairement déformés par glissements intracristallins. Dans les ultramylonites, les plus faibles vitesses de déformation de ces domaines par rapport à la matrice se marquent en outre par leur persistance relictuelle.

VI.5.2. Relations comportement rhéologique-conditions métamorphiques

L'ensemble des observations reflète la forte interaction entre déformation et métamorphisme, un phénomène particulièrement discuté et bien établi dans le cas de roches quartzo-feldspathiques en conditions métamorphiques de bas degré (Beach 1976, Fyfe 1976, Kerrich et al. 1977, 1980, Mitra 1978, Dixon et Williams 1983). Par analogie avec les instabilités mécaniques, il semble convenable de décrire l'évolution d'une instabilité chimique en termes de naissance et de propagation (amplification). De la même façon que pour les instabilités mécaniques, des hétérogénéités initiales sont nécessaires. Elles sont formées implicitement par le caractère métastable des paragenèses magmatiques vis à vis du contexte métamorphique (phase feldspathique).

La naissance des instabilités chimiques paraît ici essentiellement contrôlée par deux facteurs (Beach 1976, Fyfe 1976, Marquer 1986) : (1) la présence d'eau, nécessaire aux réactions de destabilisation des feldspaths et à la néogenèse des minéraux rétro-morphiques (épidotes et phengites) ; (2) la déformation qui, en diminuant la taille du grain, favorise les réactions (augmentation de la surface réactionnelle) et les transferts du fluide intergranulaire et des ions en solution (augmentation des chemins de transferts possibles) (Etheridge et al. 1983). Ce point est en outre clairement révélé par le retard qu'ont l'albitisation des feldspaths et l'intensification des modifications géochimiques de la roche par rapport à la déformation finie (ces phénomènes interviennent massivement dans les orthogneiss, s compris entre 1.5 et 2, et sont décalés par rapport à l'amorce de la fracturation des feldspaths ;cf. Fig. 77 et A VI.3, Fig. 7).

Dans le modèle proposé par Marquer (1986), c'est le caractère mécaniquement instable du granite qui, en impliquant une localisation précoce de la microfracturation au niveau de zones de cisaillement embryonnaires, permet la localisation des réactions qui consomment de l'eau et libèrent des cations. Ce processus fait apparaître les zones déformées comme un puits et induit (1) le drainage de l'eau vers ces zones et (2) les gradients de potentiel chimique nécessaires aux transferts observés entre le coeur et la périphérie des zones déformées. Il persiste et s'amplifie tant que la zone de déformation se propage. Ce modèle permet de rendre compte des caractères majeurs des perturbations géochimiques observées, en particulier (1) une échelle identique à celle des zones déformées, (2) une nature indépendante de la taille des zones considérées, (3) une variation continue en fonction de l'intensité de la déformation (à une intensité de déformation finie donnée correspondent une composition minéralogique et une composition chimique données) (cf. A.VI.3), et (4) un caractère isovolumique et antagoniste des transferts de certains éléments (K_2O et Na_2O) à l'échelle des zones

déformées. En d'autres termes, instabilités mécanique et chimique sont de même échelle et leurs vitesses d'amplification sont de même ordre de grandeur. Ceci suggère en outre que l'évolution de l'instabilité chimique soit plutôt limitée par les vitesses de réaction que par les vitesses de transfert (Marquer 1986).

L'amplification de l'instabilité chimique conduit à la formation des zones mylonitiques dont le caractère très ductile peut persister au cours de la déformation progressive grâce en particulier (1) au caractère stable de la paragenèse minérale qui, outre une dissolution de certains minéraux, peut subir une recristallisation continue permettant le maintien de microstructures et de tailles de grains constantes, et (2) à une circulation aisée des fluides qui favorise les processus de diffusion et de transfert en solution (cf. Etheridge et al. 1983). Ainsi, une proportion de matrice supérieure à 50% doit correspondre à un seuil critique, probablement lié au seuil de plasticité global du granite, entre une roche ductile de viscosité effective comparable à celle de la matrice et une roche relativement fragile de viscosité effective comparable à celle de la roche de départ (c.f. A.VIII.1). On peut ici parler d'adoucissement réactionnel (White et Knipe 1978, Poirier 1980, White et al. 1980) en ce sens que les transferts et les réactions contribuent au maintien d'une forte ductilité au coeur des zones déformées. Il n'en reste pas moins que l'instabilité qui provoque la localisation de la déformation, est d'origine mécanique. Pour des conditions thermiques et une composition identiques, une déformation dans un contexte pauvre en fluides aurait vraisemblablement résulté en un comportement macroscopique fragile.

VI.6. CONCLUSIONS

La déformation des roches granitiques et granodioritiques du massif del'Aar est localisée dans des zones étroites et anastomosées. A travers ces zones, la déformation croissante s'exprime par deux principaux états structuraux et microstructuraux :

- des faciès orthogneissiques, dans lesquels on reconnaît la structure macroscopique de la roche initiale. La déformation y est accommodée par la combinaison de mécanismes ductiles (diffusion, plasticité) et fragiles (microfracturation des feldspaths) et s'accompagne de l'albitisation de la phase feldspathique. La destruction des feldspaths magmatiques et les processus de recristallisation se marquent par la formation d'une matrice micacée à grain fin dont la proportion augmente graduellement avec l'intensité de la déformation. Le quartz subit une intense recristallisation dynamique associée à des glissements intracristallins de direction $\langle a \rangle$.
- des faciès mylonitiques et ultramylonitiques dans lesquels la transformation complète des feldspaths confère à la roche une composition de gneiss albitique très riche en phengites. La déformation y est accommodée essentiellement par diffusion (dissolution-cristallisation) et glissement aux joints

de grains. Les transferts de matière y sont très importants : à une intensité de déformation donnée correspond une composition chimique et minéralogique donnée.

La transition orthogneiss-mylonite correspond (1) à une proportion de matrice fine qui dépasse 50% et accommode l'essentiel de la déformation, et (2) à une taille moyenne critique des clastes feldspathiques (environ 500-700 microns) qui gouverne la transition entre comportement semifragile et comportement ductile par dissolution. A l'échelle du massif et de l'affleurement, elle résulte en un champ de déformation finie très hétérogène dans lequel de larges volumes de granite non déformé sont préservés.

Ainsi, le comportement du granite apparaît déterminé par celui de la phase feldspathique. Les conditions thermiques et le degré d'hydratation semblent jouer un rôle prépondérant. En limitant, d'une part la recristallisation dynamique, et d'autre part les réactions et les transferts en solution, ces paramètres limitent la formation de matrice et déplacent le seuil de ductilité de la phase feldspathique vers des faibles tailles de grains. Dans l'exemple étudié, la transition orthogneiss-mylonite intervient pour des quantités de raccourcissement d'environ 80%. Le champ de déformation hétérogène observé apparaît résulter d'une localisation des processus de microfracturation des feldspaths. Ceci favorise la naissance d'instabilités chimiques (réactions fluides-feldspaths). Instabilités chimique et mécanique s'amplifient ensuite conjointement, ce qui conduit à des perturbations de la composition de la roche et du champ de déformation finie (zones mylonitiques) qui sont superposables et de même taille. Elles impliquent des migrations de fluides et de transports d'ions en solution à l'échelle des zones déformées.

Les structures, les microstructures et les mécanismes de déformation décrits ici correspondent à des conditions thermiques intermédiaires (450-500°C). Classiquement observés dans les faciès schistes verts (Mitra 1978, Simpson 1985), ils apparaissent représentatifs des domaines transitoires entre comportement superficiel fragile et comportement ductile de la croûte granitique (Voll 1976).

A VI-1

Publié avec l'aimable autorisation de :

l'Académie des Sciences de Paris.

TECTONIQUE. — *Les massifs cristallins externes sur une transversale Guttanen-Val Bedretto (Alpes Centrales) : structures et histoire cinématique.* Note de **Didier Marquer** et **Denis Gapais**, présentée par Georges Millot.

Le long de la transversale Guttanen-Val Bedretto (Alpes Suisses), les structures alpines majeures des massifs de l'Aar et du Gothard résultent d'un seul épisode de déformation ductile par aplatissement progressif, globalement coaxial, avec étirement principal subvertical. Un modèle cinématique est proposé, associant un raccourcissement horizontal du domaine alpin externe au développement des structures tardives de type rétrocharriage au niveau du front pennique plus interne.

TECTONICS. — *The External Crystalline Massifs along a traverse Guttanen-Val Bedretto (Central Alps): structures and kinematic history.*

This paper describes alpine structures and strain pattern within the Aar and Gothard Massifs (External Crystalline Massifs, Central Swiss Alps) in the Guttanen-Val Bedretto area. The bulk deformation history corresponds to a more nearly coaxial progressive flattening with a subvertical principal stretching direction. We propose a kinematic model which relates a horizontal shortening of the external Alpine basement to the late back folding deformation event within the more internal units at the penninic front.

I. INTRODUCTION. — Dans la région étudiée, comprise entre Guttanen et Nufenen Pass (fig. 1), les massifs de l'Aar et du Gothard sont bordés par deux bandes de métasédiments mésozoïques : la zone d'Urseren entre l'Aar et le Gothard, la zone de Nufenen au Sud de ce dernier et limitrophe du domaine pennique plus interne. Constitués essentiellement de granites hercyniens intrusifs dans des séries gneissiques, ces deux massifs ont été métamorphisés en faciès schistes verts (350°C et 2 kbar au Nord, 550° et 5 kbar au Sud), lors des déformations alpines tardives ([1] à [5]). Leur structuration est classiquement considérée comme le résultat de phases de déformation superposées ([3], [5], [6]) : une déformation chevauchante vers le Nord et associée à la mise en place des nappes penniques, suivie de plissements tardifs d'échelle kilométrique à vergence sud (rétrocharriage).

Il a été récemment montré que, dans la Vallée de l'Aar, le granite n'est cependant affecté que par une seule déformation ductile alpine, de type aplatissement [7]. L'étude est ici étendue à la bordure sud du massif de l'Aar et au massif du Gothard. Une carte et des coupes structurales, ainsi qu'une analyse de la déformation finie, servent de base à un modèle cinématique de la déformation à ce niveau de la chaîne alpine.

II. STRUCTURES. — La carte structurale et les coupes révèlent un champ de déformation finie hétérogène (fig. 1), caractérisé par des bandes gneissiques et mylonitiques fortement déformées qui délimitent, à des échelles variées, des domaines lenticulaires de matériel cristallin peu déformé [7].

Une seule schistosité régionale, de direction N 60, est présente. Elle est en général verticale ou à fort pendage sud. Des variations locales de pendage s'observent cependant à proximité des interfaces lithologiques et contribuent à des structures en double déversement à grande échelle (fig. 2) [8]. La linéation d'étirement est toujours proche de la ligne de plus grande pente du plan de schistosité et indique un étirement maximal λ_1 subvertical.

Les bandes mylonitiques (fig. 1) correspondent à des zones de cisaillement ductile associées au développement de la schistosité régionale en faciès schistes verts (voir également [7]). De nombreux critères macroscopiques (trajectoires de schistosité, bandes de cisaillement à petite échelle, rotation des porphyroclastes, dissymétrie des zones abritées) permettent de déduire le sens de cisaillement local. Ils montrent que les zones

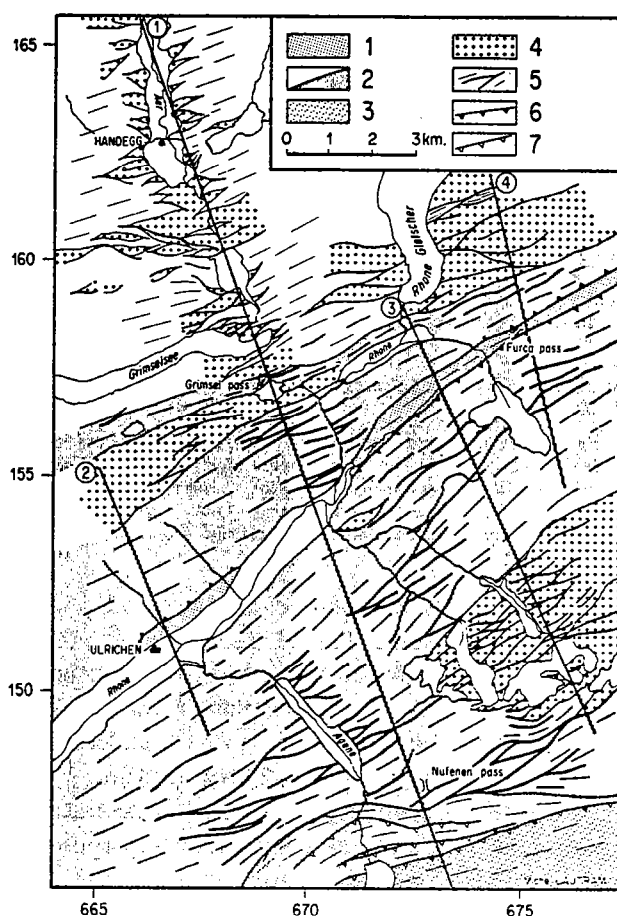


Fig. 1. — Structures et trajectoires de déformation alpine; lithologie : 1, couverture mésozoïque; 2, socle (gneiss, amphibolites et granitoïdes hercyniens); 3, schistes lustrés penniniques; structures : 4, granitoïdes peu déformés; 5, traces de la schistosité et bandes de déformation; 6, chevauchements majeurs associés à la déformation du socle; 7, chevauchements précoces associés à la mise en place des nappes penniniques.

Fig. 1. — Structures and strain trajectories for alpine deformation; lithology: 1, Mesozoic cover; 2, basement rocks (gneisses, amphibolites and Hercynian granitoids); 3, penninic schistes lustrés; structures: 4, low strain granitoids; 5, trend of schistosity and major shear zones; 6, major thrusts contemporaneous of basement deformation; 7, early thrusts associated with emplacement of penninic nappes.

de cisaillement sont conjuguées par rapport au plan de schistosité régionale : des cisaillements à dominante décrochante dextre (N 90 à N 110) ou senestre (N 0 à N 40) contribuent à une extension subhorizontale de direction N 60; des cisaillements à dominante chevauchante nord ou sud sont les mieux exprimés dans le massif du Gothard et contribuent à une extension subverticale. Les chevauchements vers le sud sont dominants au niveau des bordures sud de l'Aar et du Gothard, tandis que les chevauchements vers le Nord sont plutôt localisés au niveau des bordures nord de ces deux massifs (structures en double déversement autour des noyaux de socle) (fig. 1 et 2).

A grande échelle, le pendage des interfaces socle-couverture varie longitudinalement en fonction de la position par rapport aux domaines lenticulaires peu déformés essentiellement orthogneissiques (zones plus compétentes). Du SW vers le NW, les inversions de pendage de ces interfaces sont associées à des inversions du sens de chevauchement (fig. 1 et 2).

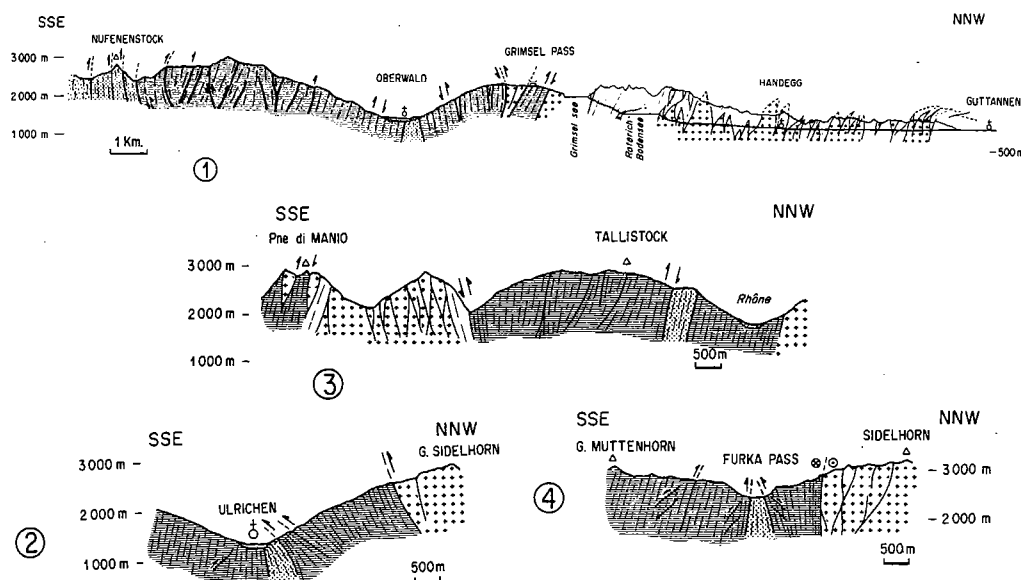


Fig. 2. — Coupes structurales; localisation et symboles sur figure 1.

Fig. 2. — Structural cross-sections; see Figure 1 for localization and symbols.

III. DÉFORMATION FINIE. — L'ellipsoïde de déformation finie associé à la schistosité et à la linéation d'étirement régionales a été mesuré [9] à l'aide d'enclaves homogènes dans les granitoïdes. La forme de l'ellipsoïde de déformation est de type aplatissement ($K \leq 0,5$) (fig. 3) ([10], [7]), avec un étirement principal λ_1 subvertical. Il est ainsi compatible avec la géométrie des zones de cisaillement localisé impliquant des sens et des directions de déplacement conjugués [7].

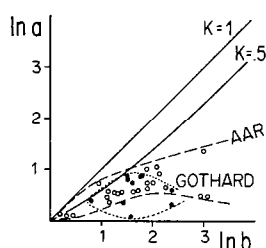


Fig. 3. — Mesures de déformation finie dans un diagramme de Flinn logarithmique; $a = \lambda_1/\lambda_2$, $b = \lambda_2/\lambda_3$, $\lambda_1 \geq \lambda_2 \geq \lambda_3$ = axes principaux de l'ellipsoïde de déformation finie; points, massif du Gothard; cercles, massif de l'Aar.

Fig. 3. — Measured strain ellipsoids in a logarithm Flinn diagram; $a = \lambda_1/\lambda_2$, $b = \lambda_2/\lambda_3$, $\lambda_1 \geq \lambda_2 \geq \lambda_3$ = principal axes of strain ellipsoid; dots, Gothard massif; open circle, Aar massif.

Les massifs cristallins externes n'ont donc ici subi qu'une seule phase de déformation pénétrative majeure. Dans le socle, le champ de déformation ne reflète pas un replissement tardif de structures précoces à vergence nord, comme il existe dans la couverture à la bordure sud du Gothard (Nufenen Pass) [6]. Il apparaît par contre compatible avec un modèle de déformation progressive par aplatissement [7] dont l'histoire serait plutôt coaxiale à l'échelle du domaine étudié, comme le suggère le caractère symétrique et synchrone des familles de cisaillements conjugués d'importance globalement équivalente.

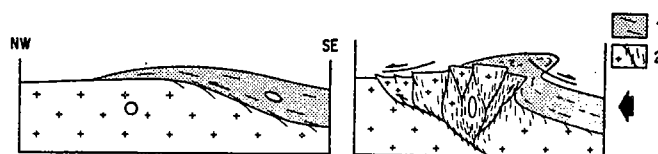


Fig. 4. — Modèle interprétatif de la déformation progressive du socle externe; 1, domaine interne; 2, massifs cristallins externes; cercle et ellipses schématisent l'état de déformation moyen.

Fig. 4. — Sketch of progressive deformation of the external basement; 1, internal units; 2, external crystalline massifs; circle and ellipses represent average strain state.

Le schéma proposé (fig. 4) comprend deux étapes principales : (1) mise en place des unités internes sans déformation du socle externe; (2) raccourcissement hétérogène du socle externe avec forte extension verticale. Le modèle intègre en outre les données géophysiques suggérant la présence d'un grand chevauchement crustal profond sous l'ensemble du domaine externe [11]. Cet épisode d'épaississement crustal s'associe à l'établissement des conditions métamorphiques maximales atteintes dans cette zone externe ([2], [4]) et doit se situer aux alentours de 25-15 M.a. ([2], [4], [12]). Tardif dans l'évolution de la chaîne, il rend compte du développement de plis de grande amplitude au niveau du front pennique (rétrocharriage) ([3], [6], [13]) et conduit à l'obtention de la structure en double déversement caractéristique du socle externe à ce niveau des Alpes.

Remise le 24 juin 1985.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- [1] A. ARNOLD, *Eclogae Geol. Helv.*, 63/1, 1970, p. 29-30.
- [2] A. G. MILNES et O. A. PFIFFNER, *Eclogae Geol. Helv.*, 70/1, 1977, p. 83-95.
- [3] A. STECK, J. G. RAMSAY, A. G. MILNES et M. BURRI, *Eclogae Geol. Helv.*, 73/1, 1979, p. 287-311.
- [4] M. FREY, K. BUCHER, E. FRANK et J. MULLIS, *Eclogae Geol. Helv.*, 73/2, 1980, p. 527-546.
- [5] A. STECK, *Eclogae Geol. Helv.*, 77/1, 1984, p. 55-100.
- [6] M. HUBER, J. G. RAMSAY et C. SIMPSON, *Eclogae Geol. Helv.*, 73/2, 1980, p. 593-606.
- [7] P. CHOUKROUNE et D. GAPAIS, *J. Struct. Geol.*, 5, n° 3/4, 1983, p. 411-418.
- [8] U. P. BUCHI et R. TRUMPY, *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, 56, 1976, p. 589-603.
- [9] J. G. RAMSAY, *Folding and fracturing of rocks*, McGraw-Hill, New York, 1967, 586 p.
- [10] A. STECK, *Eclogae Geol. Helv.*, 61/1, 1968, p. 19-48.
- [11] K. J. HSU, *Amer. J. Sci.*, 279, 1979, p. 353-366.
- [12] P. CHOUKROUNE, M. BALLEVRE, P. COBBOLD, Y. GAUTIER, O. MERLE et J. P. VUICHARD, *Tectonics*, 1985 (sous presse).
- [13] V. C. THAKUR, *Geol. Rundschau*, 62, 1973, p. 549-563.

Laboratoire de Géologie structurale, Institut de Géologie,
C.A.E.S.S., C.N.R.S., Campus de Beaulieu, 35042 Rennes Cedex.

A VI-2

Publié avec l'aimable autorisation de :
Pergamon Journals Ltd.

Strain pattern in the Aar Granite (Central Alps): orthogneiss developed by bulk inhomogeneous flattening

PIERRE CHOUKROUNE and DENIS GAPAIS

Centre Armoricain d'Etude Structurale des Socles (CNRS),
Université de Rennes, 35042 Rennes Cédex, France

(Received 7 July 1982; accepted in revised form 15 December 1982)

Abstract—The central part of the Aar Granite (Aar Valley) shows lens-shaped domains of low strain separated by anastomosing domains of high strain. A comparable pattern is found on all scales of observation. Deformation gradients are outlined by a gradual change from isotropic granite to orthogneiss and locally ultramylonites. Ultramylonites are concentrated within conjugate ductile shear zones. Where moderate, the strain is concentrated in very narrow small-scale faults which affect relatively undeformed granite. Within foliated domains, finite strain measurements on deformed xenoliths indicate that (i) strain intensity increases gradually with grain size reduction and (ii) finite-strain ellipsoids are of flattening type irrespective of the degree of mylonitization. The pattern of small-scale faulting, the trends of the regional foliation and the orientation of ductile shear zones are consistent with a bulk strain field of flattening type throughout progressive deformation.

INTRODUCTION AND GEOLOGICAL SETTING

THE AAR Massif, situated in Central Switzerland (Central Alps), belongs to the Infrahelvetic complex where it forms the basement of Helvetic nappes (Fig. 1). It is mainly made of high-grade metamorphic rocks (gneisses and amphibolites) which are intruded by granitic rocks of Hercynian age (Steck 1966, 1968).

This paper describes the ductile deformation of these granitic rocks of the central part of the massif, in the region of the Aar Valley (Fig. 1). These rocks have been deformed during the Alpine orogeny under greenschist-facies metamorphic conditions (Steck 1968, Voll 1976). In fact, all deformation structures which have been recognized in the granite have been shown to be of Alpine age (Steck 1966, 1968, Steck *et al.* 1979). Indeed, the only regional penetrative foliation which affects the

granite passes into the overlying Helvetic units (Milnes & Pfiffner 1977). Steck (1968) gave a detailed description of all structures in the granite in terms of superposed deformation phases. The main sets of these structures are reconsidered here and are shown to outline a consistent general strain pattern.

Along the Aar Valley, large volumes of granite with no fabric (isotropic) or a weak grain-shape fabric are preserved. Furthermore, a gradual change from isotropic granite to orthogneiss is observed on different scales. The nature of the structures and their associated strain patterns should provide constraints for a model of progressive deformation. Such models are necessary if the behaviour of the continental crust during orogenic processes is to be discussed. Further information could be gained through comparisons with granitic rocks deformed in other tectonic environments, such as syntectonic granites affected by shear deformation (Berthé *et al.* 1979, Iglesias & Choukroune 1980).

First, we describe the general geometry of structures (foliation, deformation zones) on the map and outcrop scales. Then, macroscopic characteristics of deformation gradients and associated increasing degree of mylonitization will be described and compared with local finite-strain analyses. General aspects of strain patterns will be discussed in terms of progressive deformation and will be used as a basis to propose a geometric and kinematic deformation model of the granite in the area. Results will be compared with examples of orthogneiss development in other areas.

GEOMETRY OF LARGE-SCALE STRUCTURES

The granite studied shows a regional foliation defined by the preferred orientation of grain shapes. An associated mineral stretching lineation is present but is

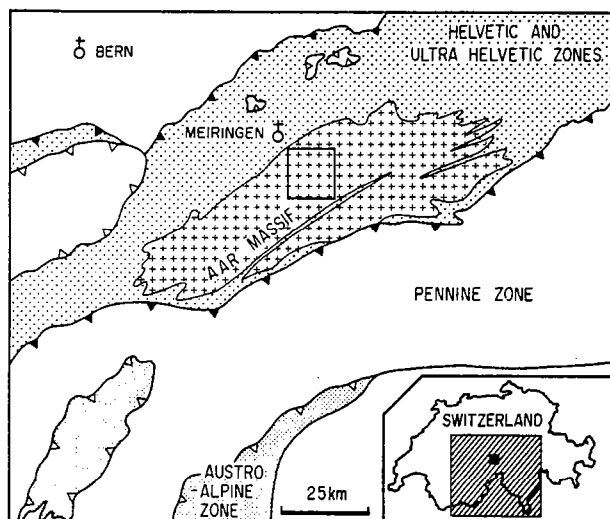


Fig. 1. Simplified tectonic map of the Central Alps and its geographical locality (inset). The area studied is outlined on the Aar Massif.

generally only weakly developed. The foliation strikes consistently ENE–WSW and dips steeply towards the south (typically around 70°). The lineation lies close to the dip of the foliation plane. The foliation and lineation have been used as the principal strain plane XY and the principal stretching direction X , respectively.

Mapping of structures reveals a very heterogeneous strain pattern (Fig. 2). The degree of development of the foliation varies strongly and the granite appears locally rather isotropic and undeformed. Non-foliated to weakly-foliated zones appear typically as three-dimensional lens-shaped pods surrounded by foliated material (Fig. 2). These lenses are oriented parallel to the regional foliation.

Ductile shear zones within the granite are revealed by the occurrence of granite mylonites and ultramylonites, and are marked by local variations of foliation trajectories (Fig. 2). Such zones of large strain occur on different scales. They are often found along margins of weakly deformed lenses but also away from lenses,

within the regionally foliated material. The direction and sense of shear depends upon the orientation of the shear zones with respect to the regional foliation. Dextral and sinistral strike-slip type shear zones, trending WNW–ESE and NE–SW, respectively, are observed. They are steeply dipping and conjugate relative to the foliation (Fig. 2a). Reverse shear zones are also well developed (Fig. 2b). They dip generally southwards and trend ENE–WSW, close to the trend of the regional foliation. At map scale, the set of dextral strike-slip shear zones is better developed than the conjugate sinistral one (Fig. 2a) (see Steck 1968).

ASPECTS OF INHOMOGENEOUS STRAIN AROUND WEAKLY-DEFORMED LENSES

Lens-shaped patterns of the type described above occur on all scales. Examples are shown in Fig. 3. Structural mapping around an outcrop-scale lens has allowed us to define the geometry of structures associated with the change from initial isotropic granite to orthogneiss (Fig. 4).

Within the lens, deformation is mainly concentrated along sets of faults. These are very narrow ductile faults (typically less than 1 cm wide). They mimic the orientation of the margin of the lens and define it locally. Fault planes commonly show striations which allow the direction and the sense of displacement to be determined. The observed geometry of major sets of faults (Fig. 4) is consistent with that of ductile shear zones seen on a large scale (Fig. 2). Various combinations between purely strike-slip faults and purely reverse faults occur as a function of their orientation with respect to the regional foliation and the long axis of the lens (Fig. 4, stereonet). Arrays of small-scale faults have the same geometry over the whole area studied (Fig. 5a).

This strongly discontinuous deformation (which is non-penetrative on a sample scale) is best developed at the margins of outcrop-scale lenses. It divides the rock into rhomb-shaped domains whose long axes parallel the regional foliation, as described by Mitra (1979), and appears as the transition between isotropic granite and penetratively foliated granite. A compatible relationship is found between bulk displacement patterns along faults and the orientation of the bulk strain field associated with the regional penetrative deformation (Fig. 5). This is

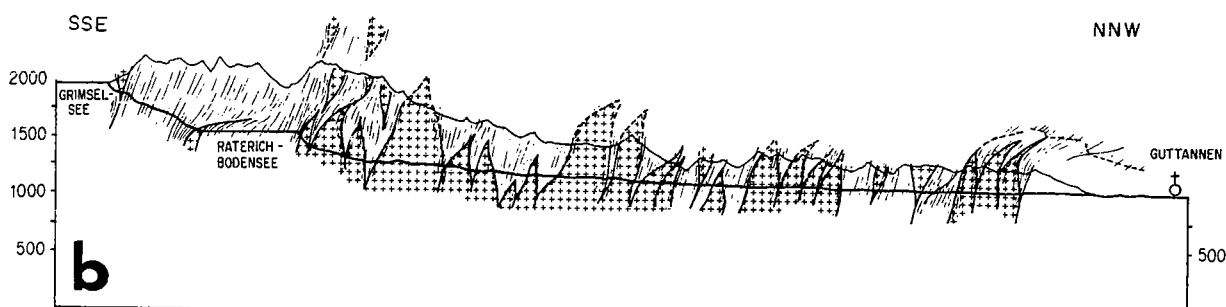
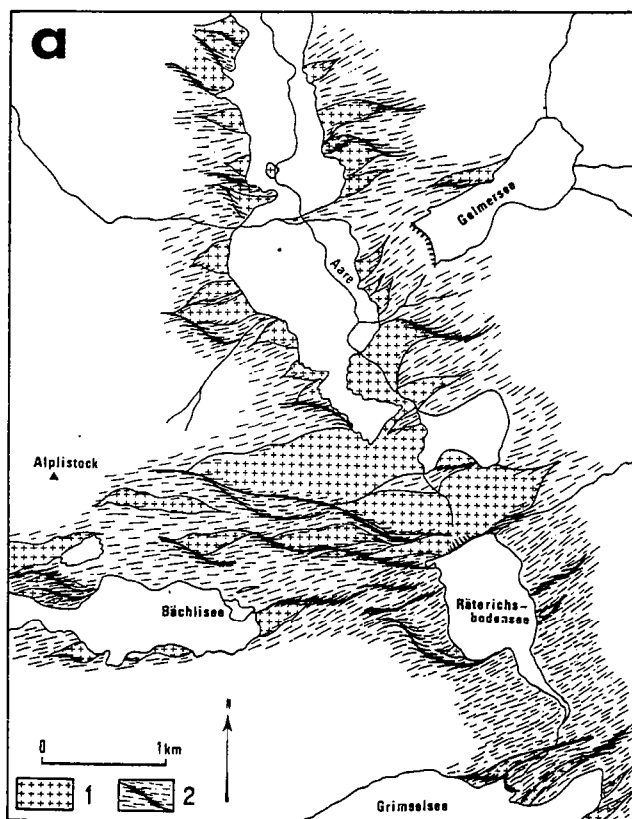


Fig. 2. Aspects of foliation trajectories. The regional stretching is subvertical. (a) Map of the region of the Aar Valley (see Fig. 1); 1, isotropic or weakly foliated granite; 2, trace of regional foliation and of major deformation zones within foliated granite; in blank, areas not exposed or not mapped. (b) Vertical cross-section along the Aar Valley; symbols and scale as in (a).

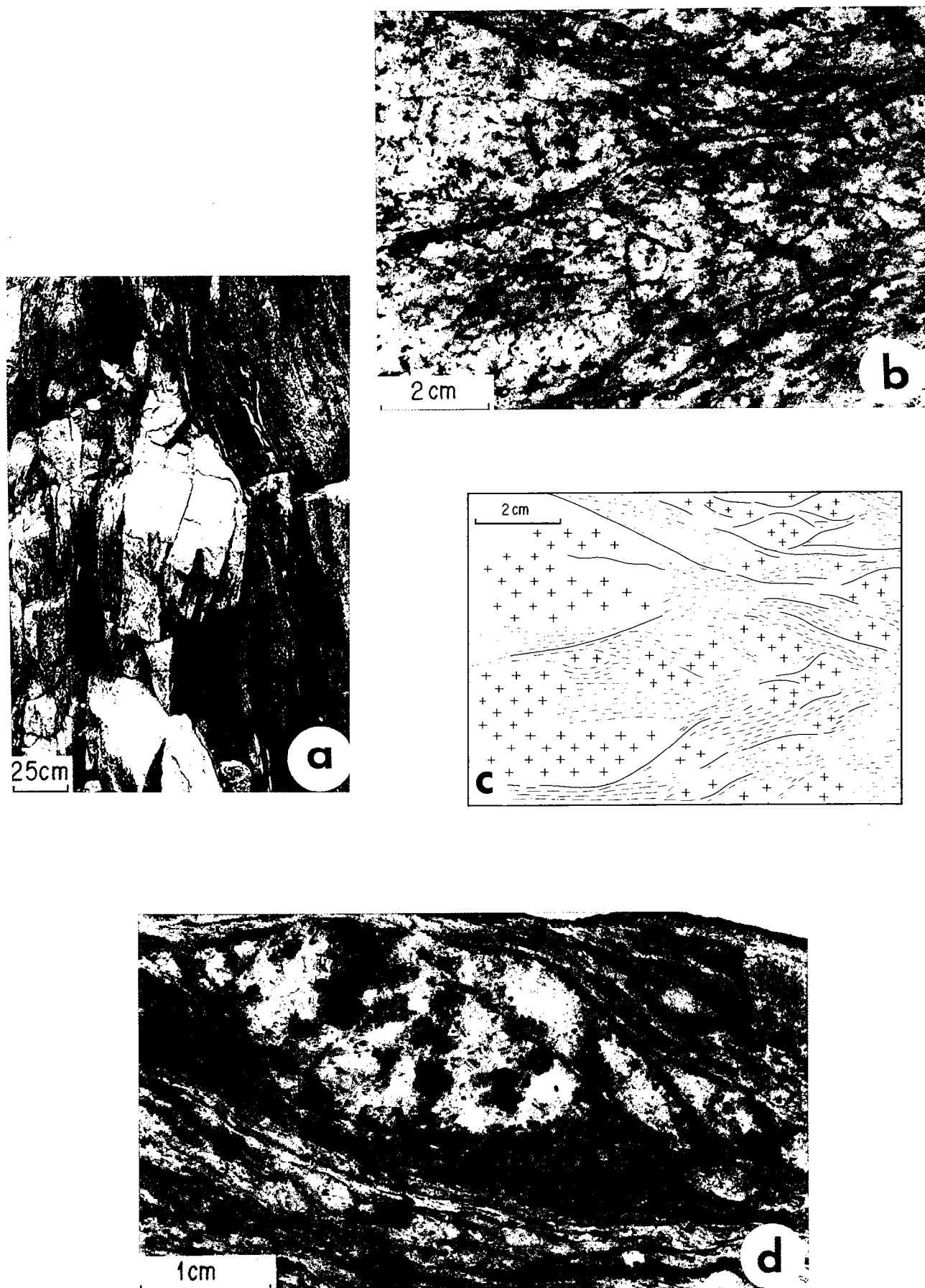


Fig. 3. Aspects of heterogeneous strain at the outcrop and sample scales. Lens-shaped pods of weakly deformed granite are surrounded by foliated material. (c) is a sketch of (b).

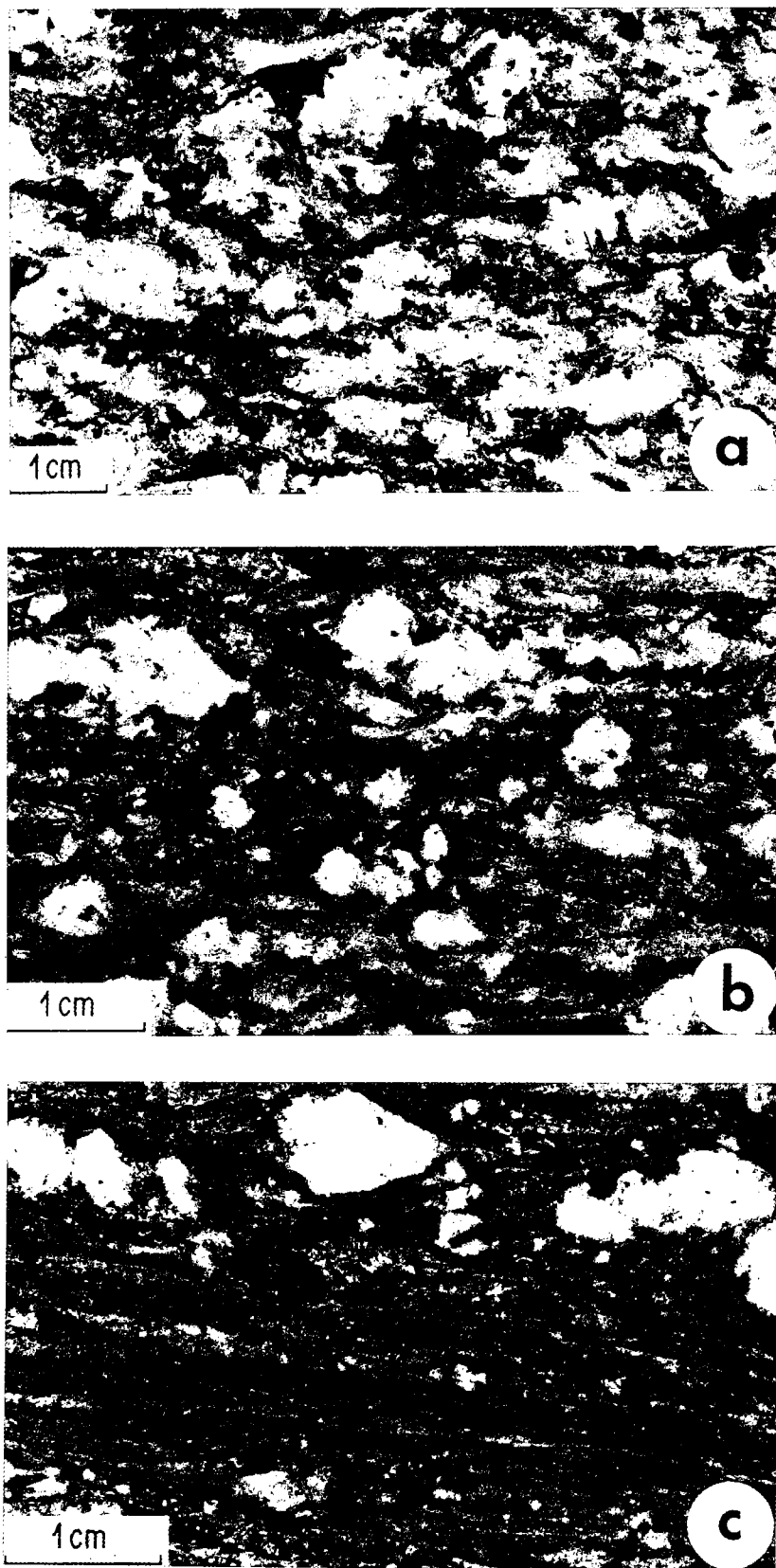


Fig. 6. Successive stages of increasing penetrative deformation of initially isotropic Aar Granite.

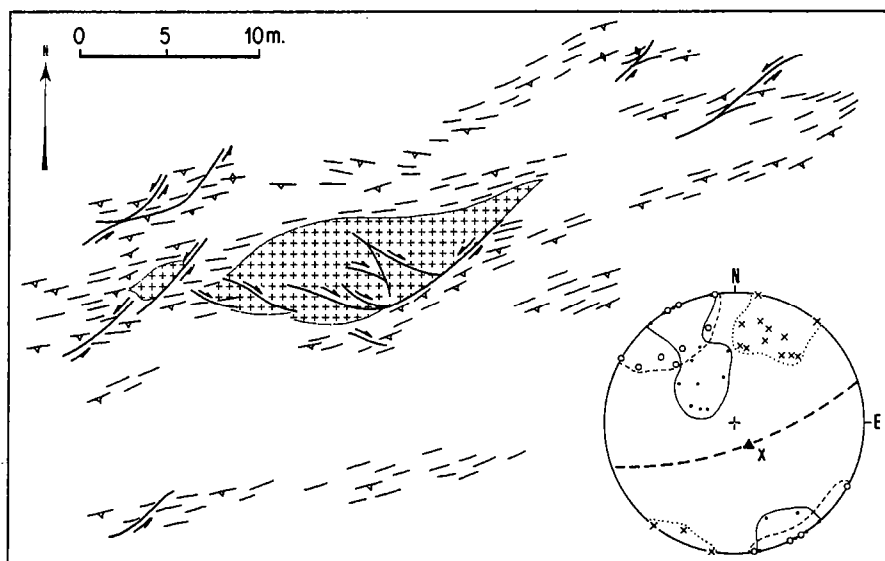


Fig. 4. Structural map of an outcrop-scale pod of weakly deformed granite. Trends of regional foliation and of small-scale faults are shown. Stereographic projection (lower hemisphere) shows the distribution of poles to fault planes. Crosses, dextral faults; open circles, sinistral faults; dots, thrust and vertical faults. Average orientations of regional foliation (dashed arc) and stretching lineation *X* are shown on the diagram.

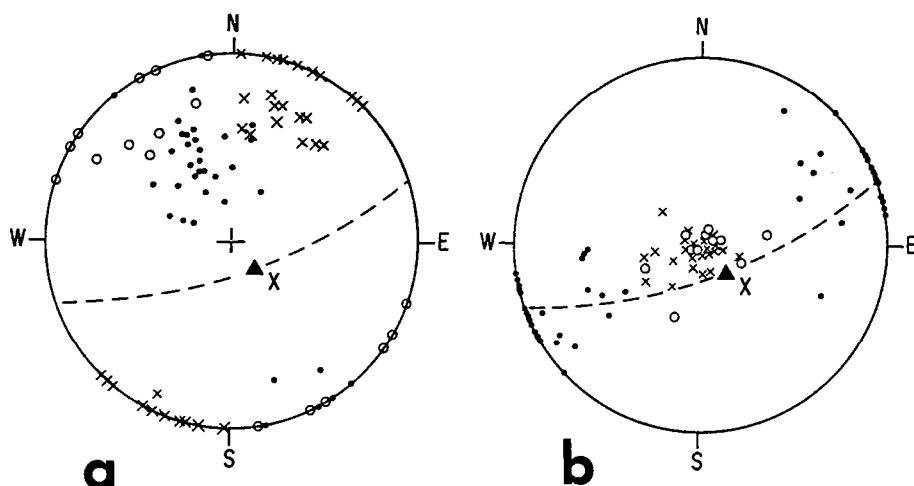


Fig. 5. Geometry of fault array in the area studied: (a) poles to fault planes; (b) poles to planes of motion along faults; see text for explanations. Symbols as for Fig. 4.

underlined by the good agreement which is found between regional strain axes (those given by penetrative foliation and lineation) and the distribution of poles to planes of motion along faults. (The plane of motion along a fault is defined as the plane which is perpendicular to the fault plane and contains the striations; Arthaud 1969 and Fig. 5b.)

In general, perturbations of the foliation in the vicinity of lenses are minor (Figs. 2 and 4). Foliation trajectories have a rather constant orientation and outline a symmetrical pattern around lenses (Figs. 4 and 3b & c). At a sample scale, this pattern can often be related to a gradual change from isotropic granite to orthogneiss across the boundary of lenses. That is, refractions are weak across poorly defined interfaces, marked by small, progressive changes in the degree of penetrative deformation (Figs. 3b & c). In contrast, strong refractions of the foliation occur locally across sharp interfaces where the amount of deformation varies abruptly (e.g. the interface between isotropic material and ultramylonites

of Fig. 3d). This will be discussed in following sections.

DUCTILE-DEFORMATION GRADIENTS

Starting from isotropic material, three general stages of increasing penetrative deformation can be distinguished in the field (Fig. 6). A marked softening and a decrease in viscosity accompanies the associated grain size reduction, as outlined by foliation refractions (Fig. 3).

Variations in the degree of penetrative deformation are not restricted to local shear zones but also occur within regularly foliated domains on the scale of the regional foliation. That is, the amount of grain-scale deformation may vary without marked changes in the orientation of the resulting foliation and this occurs on different scales. Hence, the regional deformation appears to increase when moving southwards along the Aar Valley. The southern part of the area is more

strongly strained, as shown by (i) an increase of the average degree of development of the foliation, (ii) an increase in the amount of foliated material with respect to the isotropic granite and (iii) an increase of the ellipticity of weakly deformed lenses (Fig. 2a).

FINITE STRAIN VERSUS DEGREE OF MYLONITIZATION

Deformed xenoliths have been used for local estimates of the finite-strain ellipsoid. The xenoliths are fine-grained inclusions of magmatic material of relatively basic composition. Measurements relate to zones showing different amounts of grain-scale deformation, up to mylonitized granites, and all relate to regionally foliated material.

Strain measurements have been made at outcrops, within principal planes. For each principal section, the mean axial ratio of xenoliths was obtained from a plot of the length of long axes as a function of the length of short axes, using the least-squares method (Ramsay 1967, p. 193). This method has been found sufficiently accurate because (i) each plot showed a good alignment of points along a straight line passing through the origin, and (ii) the orientation of xenoliths within a given section was approximately constant and parallel to the lineation and/or the trace of the foliation. Also, the lack of significant refraction of the foliation across xenoliths attests to a low viscosity contrast between markers and matrix, and this argues for relatively good estimates of strain.

Results are presented on a Flinn diagram (Fig. 7). They indicate that strain intensity may be very high within fine-grained mylonites (X/Z up to 25) and that a large range of strain intensities is observed. This agrees with the heterogeneity of strain indicated by the foliation refraction across lens margins (Fig. 3).

Measured finite strain ellipsoids are all of the flattening type ($k \leq 0.5$), irrespective of the degree of mylonitization. This is consistent with the planar fabric (weak mineral lineation and strong foliation) which is observed in the rocks. Comparable strain values have also been reported by Steck (1968) in other parts of the massif.

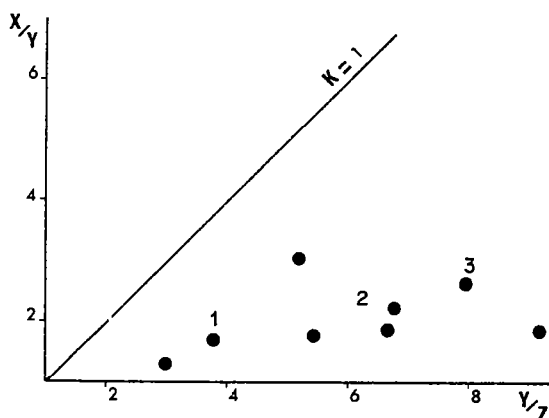


Fig. 7. Flinn diagram showing finite-strain ellipsoids for successive stages of increasing regional penetrative deformation. 1, 2, 3 can be related to Figs. 6 (a), (b) and (c), respectively.

DISCUSSION AND DEFORMATION MODEL

Constraints for a model

Results presented above introduce several constraints on the deformation history which may have led to the observed strain pattern.

Heterogeneity of strain exists on all scales. It is marked by the occurrence of lenticular relics of weakly deformed material which preserve features related to the onset of the deformation. A large part of the bulk strain has accumulated within surrounding foliated domains where the regional foliation has a relatively constant orientation irrespective of the local amount of associated strain. Geometric analogies can be found with P-type band-like structures, as defined by Cobbold (1977); that is, deformation bands mainly associated with differential shortening normal to the bands. In addition, large strains are locally achieved within shear zones where granite ultramylonites have developed. These are typical S-type bands (Cobbold 1977) where deformation is mainly achieved through differential shearing.

It has been shown that there is only one regional foliation. However, structures related to both continuous (penetrative) and discontinuous (non-penetrative) deformation can be developed within a single bulk strain field, and therefore interpreted in terms of one progressive deformation event.

Fabrics and measured finite strain ellipsoids within regionally foliated material show strains of the flattening type with a subvertical direction of principal extension. This, combined with the geometry of structures and deformation gradients, suggests that subhorizontal shortening is a major component of the bulk progressive deformation in the area. The shortening on the bulk scale is partly accommodated through strongly non-coaxial deformation, within non-penetrative ductile fault zones.

Details of physical processes and associated deformation mechanisms on a grain-scale are outside the scope of the present paper. Briefly, the reduction of grain size with increasing deformation is seen to result from combined brittle and ductile processes, according to the considered mineral. It is enhanced by mineralogical transformations such as decay of feldspars; this probably controls the onset and evolution of soft zones as deformation proceeds (Mitra 1978). Other textural evidence (e.g. migration of the quartz phase) indicates important activity of water-enhanced diffusion processes which is likely to favour the production of very heterogeneous states of strain within basement rocks. Also, it may favour the development of P-type deformation bands (Cobbold 1977). Such mineralogical changes are the subject of current research of D.G.

Model of progressive deformation

The model proposed (Fig. 8) is that of a progressive deformation by dominantly bulk heterogeneous flatten-

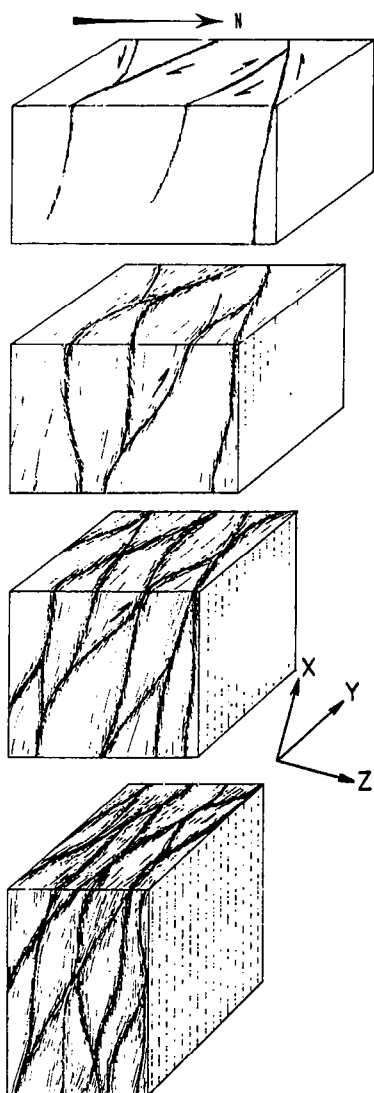


Fig. 8. Four schematic successive stages of bulk progressive deformation of the Aar Granite with respect to strain axes X , Y and Z .

ing within the granitic basement rocks of the Aar Valley.

In this model, deformation proceeds through the combined evolution of anastomosing soft bands of dominantly differential shortening or of differential shearing. Very large finite strains are achieved locally in the latter. The geometry of the resulting patterns of heterogeneous strain is comparable on all scales. Preserved domains of isotropic material are progressively destroyed as deformation proceeds. This results from the development of arrays of narrow, small-scale soft zones through combined chemical and mechanical processes.

Within the YZ strain plane (approximately the map plane), the general geometry on all scales argues against a dominantly non-coaxial bulk deformation, although some asymmetry of conjugate strike-slip shear zones is observed (Fig. 2a).

The kinematic interpretation of strain patterns within the XZ strain plane (approximately the NNW–SSE vertical plane) is strongly linked to the scale at which structures are observed. Evidence for a large-scale component of thrusting towards the NNW exists within the basement rocks in this part of the Alps (Milnes &

Pfiffner 1977, Menard 1980). Indeed, NNW thrusting is clearly observed at boundaries of the Aar Massif (Fig. 2b; Steck 1968). Within the central part of the Aar Valley, the occurrence of dominantly southwards dipping reverse faults also appears to argue for this. However, the symmetrical pattern of weakly deformed lenses and the local constant attitudes of foliation trajectories across strain gradients indicate that the non-coaxial component of the bulk deformation is locally minor at the outcrop-scale.

The general strain pattern in the Aar Granite reveals a bulk shortening type of deformation history whose kinematic characters depend on the local deformation history and on the scale of observations. In fact, most of the observed geometrical features are comparable with those one may expect to result from a bulk heterogeneous coaxial shortening deformation (Bell 1981). Thus, compared with other examples of deformed granites, the model proposed here may be used to describe a natural process of orthogneiss development by bulk coaxial shortening (Fig. 9). In such a deformation history, relative contributions of conjugate shear components to the bulk deformation would be equal, whereas only one major set of shear zones develops during a bulk simple shearing type of deformation history such as in the South Armorican granites (Berthé *et al.* 1979).

CONCLUSIONS

The interpretation of strain patterns in the Aar Granite has led to a geometric and kinematic model of orthogneiss development by bulk heterogeneous shortening of initial isotropic granitic basement. The progressive deformation results in a regional foliation and in strain concentration within arrays of ductile faults. These appear typical of many areas of reworked crystalline basement rocks (Mittra 1979, Ramsay & Allison 1979). The general strain pattern is comparable on all scales and relates to major characteristics of progressive deformation in a relatively simple way.

Structures within the Aar Granite have been shown to result from a single major deformation event. Data presented here emphasize that important crustal thickening associated with subvertical extension occurred within the basement of this part of the Alps (also inferred further east by Milnes & Pfiffner 1977). This is not clearly revealed by observation of upper low-grade units (e.g. Helvetic nappes) where only effects of overthrusting are seen.

Granitic rocks represent large volumes of initially quasi-isotropic and homogeneous crustal material with a simple mineralogy. Aspects of their progressive deformation can often be determined through the analysis of deformation zones where various stages from undeformed to strongly deformed material are present. These render granites of great interest for studying kinematic and mechanical aspects of the deformation of the deep continental crust.

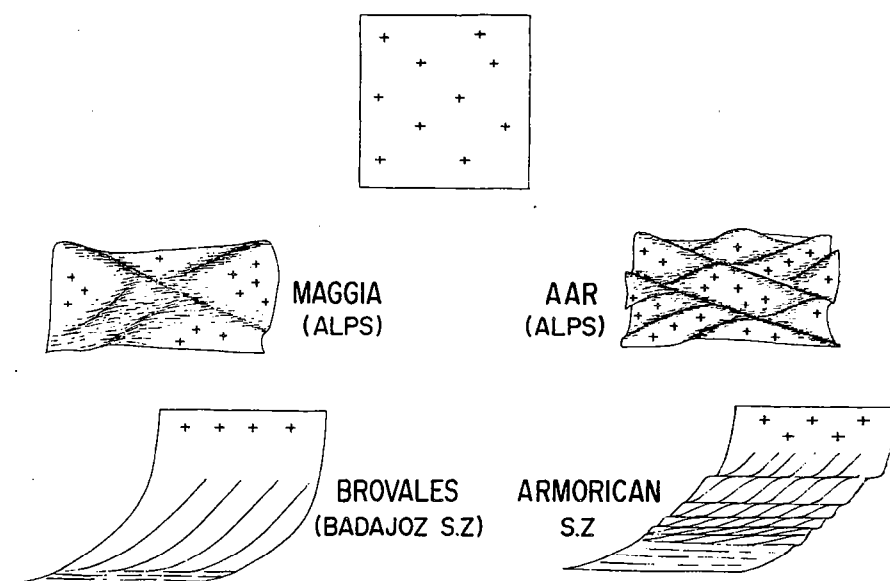


Fig. 9. Sketch of some major types of natural strain patterns as found in initially isotropic granitic rocks showing large strains, according to both kinematic and thermo-mechanical aspects of the progressive deformation. Strain patterns relate to different scales within the massifs. Interpreted from Ramsay & Allison (1979) from the Maggia reworked granitic basement (Alps), Brun & Pons (1981) and Pons (1982), Brovaless syntectonic granite, Badajoz shear zone, Spain, and Berthé *et al.* (1979), syntectonic granites, South Armorican shear zone, France.

REFERENCES

- Arthaud, F. 1969. Méthode de détermination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement et intermédiaire d'une population de failles. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7 Ser. **111**, 729–737.
- Bell, T. H. 1981. Foliation development—the contribution, geometry and significance of progressive, bulk, inhomogeneous shortening. *Tectonophysics* **75**, 273–296.
- Berthé, D., Choukroune, P. & Jegouzo, P. 1979. Orthogneiss, mylonite and non-coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican shear zone. *J. Struct. Geol.* **1**, 31–42.
- Brun, J. P. & Pons, J. 1981. Strain patterns of pluton emplacement in a crust undergoing non-coaxial deformation, Sierra Morena, Southern Spain. *J. Struct. Geol.* **3**, 219–229.
- Cobbold, P. R. 1977. Description and origin of banded deformation structures. I. Regional strain, local perturbations and deformation bands. *Can. J. Earth Sci.* **14**, 1721–1731.
- Iglesias, M. & Choukroune, P. 1980. Shear zones in the Iberian Arc. *J. Struct. Geol.* **2**, 63–68.
- Menard, G. 1980. Profondeur du socle antétriasique dans le sud-est de la France. *C. r. hebdomadaire Séances Acad. Sci., Paris* **290**, 299–302.
- Milnes, A. G. & Pfiffner, O. A. 1977. Structural development of the infra-helvetic complex, eastern Switzerland. *Eclog. geol. Helv.* **70**, 83–95.
- Mitra, G. 1978. Ductile deformation zones and mylonites: the mechanical processes involved in the deformation of crystalline basement rocks. *Am. J. Sci.* **278**, 1057–1084.
- Mitra, G. 1979. Ductile deformation zones in Blue Ridge Basement rocks and estimation of finite strains. *Bull. geol. Soc. Am.* **90**, 935–951.
- Pons, J. 1982. Un modèle d'évolution de complexes plutoniques: Gabbros et granitoïdes de la Sierra Morena occidentale (Espagne). Thèse, Toulouse, France.
- Ramsay, J. G. 1967. *Folding and Fracturing of Rocks*. McGraw-Hill, New York.
- Ramsay, J. G. & Allison, J. 1979. Structural analysis of shear zones in an Alpinised Hercynian granite. *Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt.* **59**, 251–279.
- Steck, A. 1966. Petrographische und tectonische Untersuchungen am Zentralen Aaregranit und seinen altkristallinen Hüllgesteinen im westlichen Aarmassiv. *Beitr. Geol. Karte Schweiz (N.F.)* **130**, 99.
- Steck, A. 1968. Die alpidischen strukturen in den zentralen Aaregraniten des westlichen Aarmassivs. *Eclog. geol. Helv.* **61**, 19–48.
- Steck, A., Ramsay, J. G., Milnes, A. G. & Burri, M. 1979. Comptes-Rendus de l'excursion de la Société Géologique Suisse et la Société Suisse de Minéralogie et Pétrographie en Valais et en Italie du Nord du 2 au 5 octobre 1978. *Eclog. geol. Helv.* **72**, 287–311.
- Voll, G. 1976. Recrystallisation of quartz, biotite and feldspars from Erstfeld to the Leventina Nappe, Swiss Alps and its geological significance. *Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt.* **56**, 641–647.

A VI-3

Bull. Minéral.
(1985), 108, 209-221

Publié avec l'aimable autorisation de :

La Société Française de Minéralogie et de Cristallographie.

Comportement chimique et orthogneissification d'une granodiorite en faciès schistes verts (Massif de l'Aar, Alpes Centrales)

par DIDIER MARQUER, DENIS GAPAIS et RAYMOND CAPDEVILA

Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles,
Laboratoire CNRS conventionné à l'Université de Rennes I,
Campus de Beaulieu, 35042 Rennes Cedex, France.

Résumé. — La granodiorite du Grimsel (Massif de l'Aar, Alpes Centrales) est affectée par une déformation ductile hétérogène qui s'accompagne de réactions rétro-morphiques en faciès schistes verts. A partir de l'état initial isotrope, les gradients de déformation s'expriment par la destruction de la fraction clastique au profit d'une matrice recrystallisée à grain fin dont le volume relatif est une fonction simple de l'intensité de déformation finie. On montre qu'à travers les zones déformées : (1) la composition (minéralogique et en éléments majeurs) évolue progressivement vers celle d'un gneiss pélitique (quartz, micas, albite) à partir d'une composition initialement homogène avant déformation, (2) chaque élément mobile (Ca, Na, K, Mg, Mn et eau constitutionnelle) a un comportement spécifique qui dépend de la nature des minéraux impliqués, (3) les variations de composition sont fonction des gradients de déformation et sont indépendantes de la dimension des zones déformées, (4) les changements de volume du système chimique sont faibles ou nuls si l'on considère l'aluminium immobile.

Les variations de composition reflètent l'évolution du système roche/fluides au cours de la déformation progressive et sont contrôlées par la déformation à l'échelle du grain plutôt que par des processus de percolation à grande échelle. Les conditions aux limites du système sont discutées.

Mots-clés : granitoides, orthogneiss, déformation hétérogène, pétrographie, géochimie.

Chemical changes and mylonitisation of a granodiorite within low-grade metamorphism (Aar Massif, Central Alps).

Abstract. — The Grimsel granodiorite (Aar Massif, Central Alps) shows a heterogeneous strain pattern which developed during Alpine greenschist metamorphism. With increasing deformation, the initial isotropic material is progressively replaced by a fine-grained recrystallised matrix. At sample scale, the matrix/clasts ratio is shown to be a simple function of strain intensity. We show that across ductile deformation zones : (1) the composition (minerals and major elements) is homogeneous before deformation and evolves towards that of a pelitic gneiss (quartz, micas, albite) with increasing strain, (2) each mobile element (Ca, Na, K, Mg, Mn and combined water) behaves specifically, depending on the concerned minerals, (3) composition changes depend on strain gradients and are independent of the size of deformation zones, (4) the chemical system shows no or little volume changes if constant aluminium content is assumed.

Composition changes reflect the evolution of the rock/fluids system during progressive deformation. They are controlled by deformation at grain scale rather than by large scale percolation phenomena.

Key words : granitoids, orthogneiss, heterogeneous strain, petrography, geochemistry.

INTRODUCTION

Dans les roches affectées par une déformation ductile hétérogène, les réactions métamorphiques synschisteuses apparaissent préférentiellement dans les zones les plus déformées, là où un fort amollissement local a accompagné la déformation progressive.

Ces zones peuvent être le siège d'une mobilité chimique non négligeable et leur étude n'est pas sans conséquences sur des questions pratiques concernant, par exemple, les méthodes de reconstitution des protolithes ou certaines modali-

tés de préconcentrations métallogéniques (Courrioux, 1983). Réciproquement, l'analyse de cette mobilité chimique syn-tectonique doit pouvoir contribuer à mieux cerner les modalités de la déformation progressive à différentes échelles et à contraindre l'interprétation du champ de déformation finie observé (Gratier, 1983).

L'importance du problème des interactions entre déformation, transformations minéralogiques et mobilité chimique est d'ailleurs attestée par plusieurs travaux récents (Beach, 1976 ; Kerrich *et al.*, 1977 ; Gratier, 1978 ; White et Knipe, 1978 ; Jones, 1981) dont certains impli-

quent des modèles de diffusion et de transport en solution (Fyfe, 1976 ; Robin, 1979 ; Gratier, 1983). Ces interactions sont encore mal connues car elles dépendent de divers paramètres difficiles à isoler tels que les conditions aux limites du système considéré (système fermé ou ouvert), les conditions physiques responsables de la stabilité ou de la destruction des associations minérales, la disponibilité et la composition des fluides, la nature des mécanismes de déformation à l'échelle du grain, etc. Par ailleurs, l'étude de ces interactions n'est possible qu'à condition de pouvoir, d'une part, isoler les variations de composition strictement liées à la déformation et, d'autre part, mesurer précisément l'intensité de la déformation dans les échantillons analysés.

Le respect de ces conditions limite actuellement la recherche des interactions entre déformation, transformations minéralogiques et mobilité chimique, aux systèmes les plus simples. Parmi ceux-ci l'orthogneissification et la mylonitisation de granitoïdes dans des conditions mé-

tamorphiques de bas degré ont fait récemment l'objet d'un certain nombre de travaux (Kerrich *et al.*, 1977, 1980 ; Roy, 1977 ; Mitra, 1978 ; Williams et Dixon, 1982 ; Dixon et Williams, 1983). Cependant, les résultats sont encore peu nombreux et ponctuels. Par ailleurs, les observations restent qualitatives, la déformation des échantillons n'étant en particulier pas chiffrée. De plus, le rôle d'éventuels effets d'hétérogénéité de composition initiale n'est pas toujours clairement établi.

Nous avons cherché un exemple démonstratif, où l'analyse de la déformation finie et les analyses minéralogiques et chimiques puissent être menées de pair. Notre choix s'est porté sur une granodiorite du massif cristallin externe de l'Aar (Alpes suisses), étudiée dans la région du Grimsel See, Vallée de l'Aar (Figure 1). Cette roche hercynienne est affectée par une seule phase de déformation, d'âge alpin (Stalder, 1964 ; Steck, 1966, 1984 ; Choukroune et Gapais, 1983), et dans des conditions métamorphiques du faciès

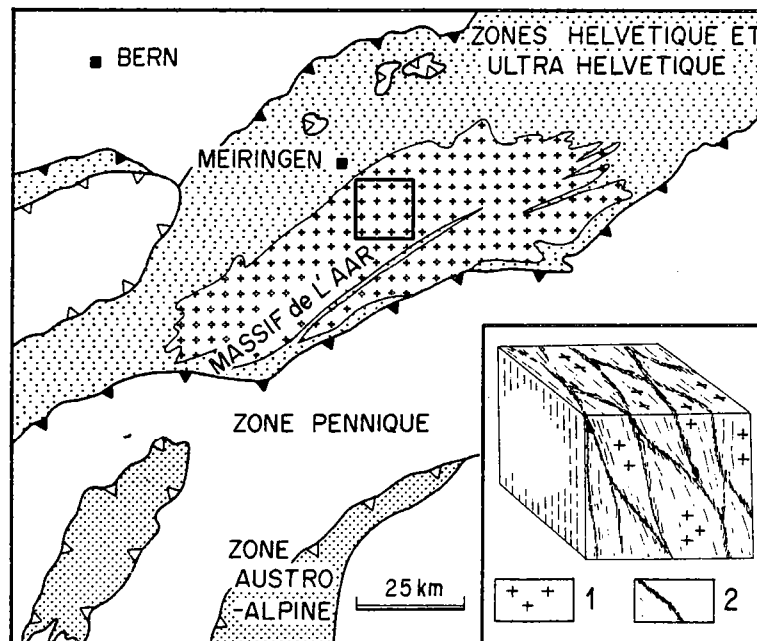


FIG. 1. — Localisation de la région étudiée et bloc diagramme schématisant le champ de déformation finie hétérogène dans la granodiorite du Grimsel. 1) granodiorite isotrope ou faiblement déformée ; 2) zones de déformation ductile (d'après Choukroune et Gapais, 1983).

Studied area within the Aar Massif (Central Alps) and sketch of the general heterogeneous strain pattern in the studied granodiorite. 1) isotropic or weakly foliated granodiorite ; 2) ductile deformation zones (after Choukroune and Gapais, 1983).

schistes verts (environ 450°C et 3 kbar ; Frey *et al.*, 1980). Stalder (1964) souligne en outre l'existence de relations entre les compositions minéralogiques et chimiques et la déformation alpine dans la granodiorite du Grimsel. L'exemple est particulièrement favorable car : (1) le champ de déformation finie est bien caractérisé à toutes les échelles ; (2) tous les stades de la mylonitisation croissante s'observent de manière continue à travers des bandes de déformation ductile d'échelles variées ; (3) l'état initial non déformé est homogène ; (4) l'intensité de la déformation finie peut être estimée dans tous les échantillons.

Notre démarche a été d'analyser, du point de vue de leur composition et de leur déformation finie, des échantillons prélevés à travers des zones déformées montrant des intensités de déformation croissantes du même matériel granodioritique initial. On présente tout d'abord la méthode utilisée pour estimer l'intensité de la déformation finie. Les variations pétrologiques et géochimiques (éléments majeurs analysés par fluorescence X) en fonction de la déformation sont ensuite décrites et discutées. Les résultats obtenus, identiques sur l'ensemble du massif granodioritique, seront décrits en détail au niveau de deux zones de déformation ductile d'échelles différentes, l'une de 80 m de largeur et l'autre de 3 m de largeur ⁽¹⁾.

ANALYSE DE LA DÉFORMATION

La granodiorite du Grimsel est affectée par une déformation de type aplatissement hétérogène qui s'exprime par la présence de domaines lenticulaires centimétriques à kilométriques de roche modérément déformée, séparés par des zones de forte déformation (Figure 1) (Choukroune et Gapais, 1983). A travers ces zones de déformation ductile de largeur décimétrique à hectométrique, les gradients de déformation finie sont soulignés par un passage progressif de la roche non foliée à un matériel orthogneissique folié dont le grain moyen diminue jusqu'à des termes mylonitiques puis ultramylonitiques.

En lame mince, la déformation ductile se marque par le développement de bandes de défor-

mation à grain fin recristallisé (grain moyen < 30 µm) qui soulignent la foliation et qui limitent des domaines moins déformés où les clastes sont dominants (grain moyen < 200 µm). Lorsque l'on va vers les termes ultramylonitiques, le volume relatif de ces bandes croît progressivement aux dépens de la fraction clastique dont le grain moyen diminue.

Une relation précise entre le volume relatif de matrice fine recristallisée et l'intensité de la déformation finie a pu être établie à partir d'une population de roches représentative des gradients de déformation observés sur le terrain et dans laquelle des enclaves sombres microgrenues permettaient d'estimer l'ellipsoïde de déformation finie (Figure 2). Pour chaque roche de cette population, l'ellipsoïde de déformation est calculé à partir des rapports axiaux moyens des enclaves mesurés sur le terrain (Ramsay, 1967), et le pourcentage de matrice est estimé par comptage statistique sur des sections polies de taille représentative (en moyenne 200 cm² ; Marquer, 1983) orientées dans le plan principal

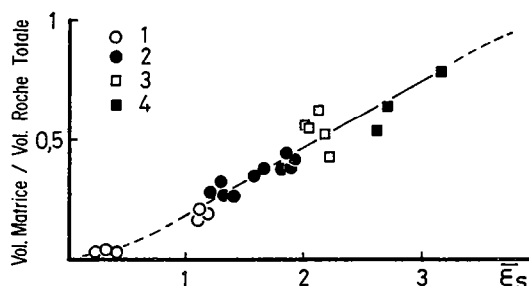


FIG. 2. — Relations entre le pourcentage de matrice fine recristallisée et l'intensité de la déformation finie $\bar{\epsilon}_s = \sqrt{3/3} [(\epsilon_1 - \epsilon_2)^2 + (\epsilon_2 - \epsilon_3)^2 + (\epsilon_3 - \epsilon_1)^2]^{1/2}$ (Nadai, 1963) ; ϵ_1 , ϵ_2 , ϵ_3 sont les étirements logarithmiques principaux. 1, 2, 3, 4 : principaux états de déformation croissante de la granodiorite reconnus sur le terrain : 1, granodiorite non foliée ; 2, orthogneiss folié (moins de 50 % de matrice) ; 3, mylonite (environ 50 % de matrice) ; 4, ultramylonite (plus de 50 % de matrice).

Relative amount of fine-grained recrystallized matrix (%) versus finite strain intensity. Intensity parameter $\bar{\epsilon}_s = \sqrt{3/3} [(\epsilon_1 - \epsilon_2)^2 + (\epsilon_2 - \epsilon_3)^2 + (\epsilon_3 - \epsilon_1)^2]^{1/2}$ (Nadai, 1963) ; ϵ_1 , ϵ_2 , ϵ_3 are the principal logarithmic strains. 1, 2, 3, 4 : major stages of increasing strain as recognized in the field : 1, isotropic or weakly foliated granodiorite ; 2, orthogneiss (matrix < 50 %) ; 3, mylonite (matrix # 50 %) ; 4, ultramylonite (matrix > 50 %).

⁽¹⁾ Coordonnées sur réseau kilométrique des cartes topographiques Suisses au 1/25000 : zone A, 668,5/158,6 ; zone B, 668,8/158,5.

de déformation finie $\lambda_1 \lambda_3$ (plan perpendiculaire à la foliation et parallèle à la linéation d'étirement).

Les mesures ainsi effectuées couvrent une large gamme d'intensités de déformation ($0,2 < \bar{\epsilon}_s < 3,5$; figure 2) et sont significatives car la forme de l'ellipsoïde de déformation est toujours de type aplatissement et varie très peu (Choukroune et Gapais, 1983); la proportion matrice/roche totale estimée en deux dimensions est alors représentative de la proportion en volume. Dans les échantillons les plus déformés, le raccourcissement peut dépasser 90 %.

La relation matrice/déformation finie (Figure 2) est linéaire pour une large gamme de valeurs et nous a permis d'estimer l'intensité de la déformation dans n'importe quel échantillon dépourvu d'enclaves. Cette méthode a été appliquée aux échantillons prélevés à travers les deux zones de déformation ductile étudiées (Figure 3).

VARIATIONS MINÉRALOGIQUES ET CHIMIQUES

Effet des hétérogénéités de compositions initiales

Les modifications de la structure de la roche avec la déformation croissante sont toujours progressives et sont identiques à toutes les échelles (Figures 2 et 3) (Choukroune et Gapais, 1983). Ceci infirme l'éventualité d'une déformation localisée au niveau d'hétérogénéités de structure ou de composition de la roche qui seraient initiales (magmatiques ou post-magmatiques) et d'échelle supérieure à celle de l'échantillon.

C'est ainsi qu'à l'échelle d'un grand affleurement, la composition chimique et minéralogique initiale varie peu et de manière continue, indépendamment de la déformation.

Les diagrammes de la figure 4 montrent l'amplitude et la continuité du fractionnement dans les lignées granodioritique, objet de la présente étude, et granitique du massif étudié. Dans ces diagrammes, la distribution des points représentatifs des roches peu ou non déformées de chaque lignée correspond à la cristallisation fractionnée d'un mélange riche en hornblende et plagioclase, classique dans ce type de plutonites calco-alcalines (Cawthorn *et al.*, 1975; Clarke, 1981). Au stade actuel du travail, la lacune observée entre granodiorites et granites peut résulter soit d'un échantillonnage incomplet, soit de l'association de deux lignées distinctes dont les liquides primaires respectifs diffèrent par le taux de fusion partielle d'une même source solide.

On sépare ici clairement l'évolution chimique associée à la mylonitisation des effets d'hétérogénéités magmatiques locales. Ces effets sont relativement mineurs et de direction différente de l'évolution associée à la mylonitisation. Celle-ci, par contre, modifie considérablement les compositions chimiques en éléments majeurs jusqu'à oblitérer la mémoire du fractionnement magmatique.

Transformations minéralogiques

La mylonitisation croissante est marquée par des variations de composition minéralogique caractéristiques et contemporaines de la déformation interne des clastes et de la recristallisation dynamique associée. Avant déformation, la granodiorite est une roche à grain moyen, compo-

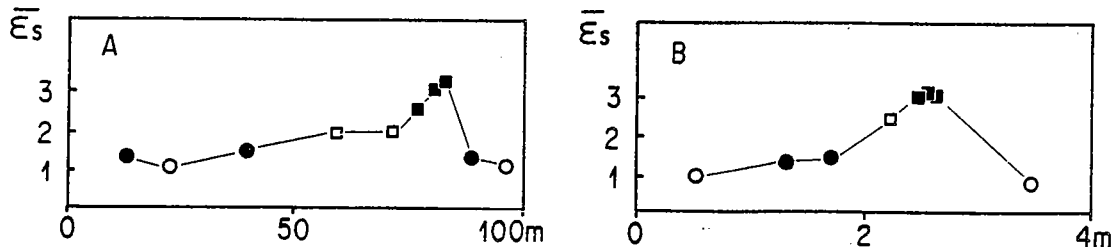


FIG. 3. — Profils intensité de déformation-distance obtenus à partir de sites d'échantillonnage précisément repérés à travers les deux zones de déformation A et B étudiées. Symboles comme sur figure 2.

Strain intensity ($\bar{\epsilon}_s$)/distance profiles defined by precisely located samples across studied deformation zones A and B. Symbols as in figure 2.

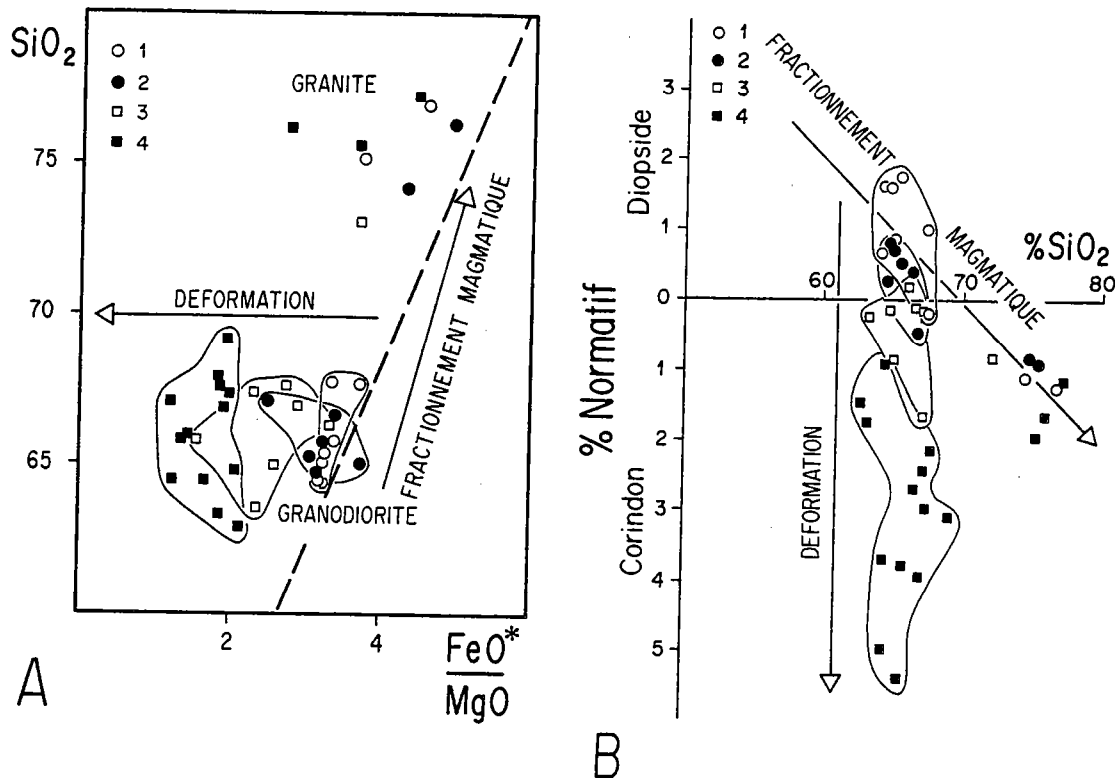


FIG. 4. — Effet de la déformation sur les compositions magmatiques initiales ; sont reportés l'ensemble des analyses effectuées sur la granodiorite étudiée ainsi que quelques analyses relatives à un faciès plus granitique du même massif. 1, 2, 3, 4, voir figure 2. A, diagramme de Miyashiro (1974) ; B, diagramme normatif corindon-diopside en fonction de SiO_2 (Cawthorn *et al.*, 1975).

Effect of strain on initial magmatic compositions. Analyses relate to studied granodiorite and associated granitic rocks. 1, 2, 3, 4, as in figure 2. A, Miyashiro's diagram (1974) ; B, normative diopside and normative corundum versus SiO_2 (Cawthorn *et al.*, 1975).

sée d'environ 20 % de quartz, 50 % de plagioclase (An20-25), 15 % de feldspath potassique, 15 % de biotite d'abord brune puis verte partiellement chloritisée, et de minéraux accessoires (Steck, 1966).

Le passage au matériel orthogneissique ($\bar{\epsilon}_s > 1,2$ figure 2) est marqué par une albitisation croissante des clastes de feldspath potassique et d'oligoclase (jusqu'à An < 10 ; Auffray *et al.*, 1983). Ceci s'accompagne du développement de néoblastes d'albite, de muscovite, de quartz, d'épidote, de chlorite, et parfois de calcite, qui sont concentrés dans les bandes de déformation autour des clastes feldspathiques. Les muscovites, ainsi que les biotites qui recrystallisent

dans les bandes de déformation, soulignent le plan de foliation.

Pour une déformation plus élevée ($\bar{\epsilon}_s > 2$ environ), la composition minéralogique de la matrice recrystallisée tend à changer par disparition de l'épidote et forte diminution de la phase albitique. Dans les ultramytonites où le volume de clastes est très réduit ($\bar{\epsilon}_s > 2,5$), les phyllosilicates peuvent constituer jusqu'à 50 % de la roche.

Ces transformations minéralogiques font essentiellement intervenir les phases feldspathiques présentes dans l'état non déformé et instables dans les conditions P-T de la déformation. Elles sont typiques des conditions métamorphi-

ques du faciès schistes verts en présence d'une phase fluide riche en eau (Ferry, 1979) et sont classiquement observées dans les granitoïdes mylonitisés (Mitra, 1978 ; Dixon et Williams, 1983).

Comportement chimique global du système

Les teneurs en Al_2O_3 , $\text{Fe}_2\text{O}_3^{(*)}$, P_2O_5 et TiO_2 varient en fonction de la teneur en SiO_2 , montrant des corrélations négatives de type magmatique qui sont d'autant plus nettes que la zone échantillonnée est large (plus large gamme de compositions initiales) (Figure 5). Les autres éléments, dont nous discuterons plus loin, ne montrent pas de corrélation de ce type. On re-

marque également (Figure 5) que les variations de teneurs en SiO_2 , Al_2O_3 , P_2O_5 , TiO_2 et, dans une moindre mesure, en $\text{Fe}_2\text{O}_3^{(*)}$, restent faibles et, surtout, sont aléatoires vis-à-vis du degré de mylonitisation. A l'échelle de l'échantillon ces cinq oxydes peuvent donc être considérés comme les moins mobiles au cours de la déformation et ils gardent des corrélations magmatiques qui attestent encore ici de l'homogénéité chimique du système initial. Ceci est par ailleurs compatible avec l'hypothèse classique de l'immobilité d' Al_2O_3 en faciès schistes verts (Ferry, 1979 ; Kerrich *et al.*, 1980).

Pour préciser la mobilité des éléments au cours de la déformation, les conditions globales des transferts chimiques caractérisant la mylonitisation ont été testées par la méthode de balance massique (Gresens, 1967) ; celle-ci permet de

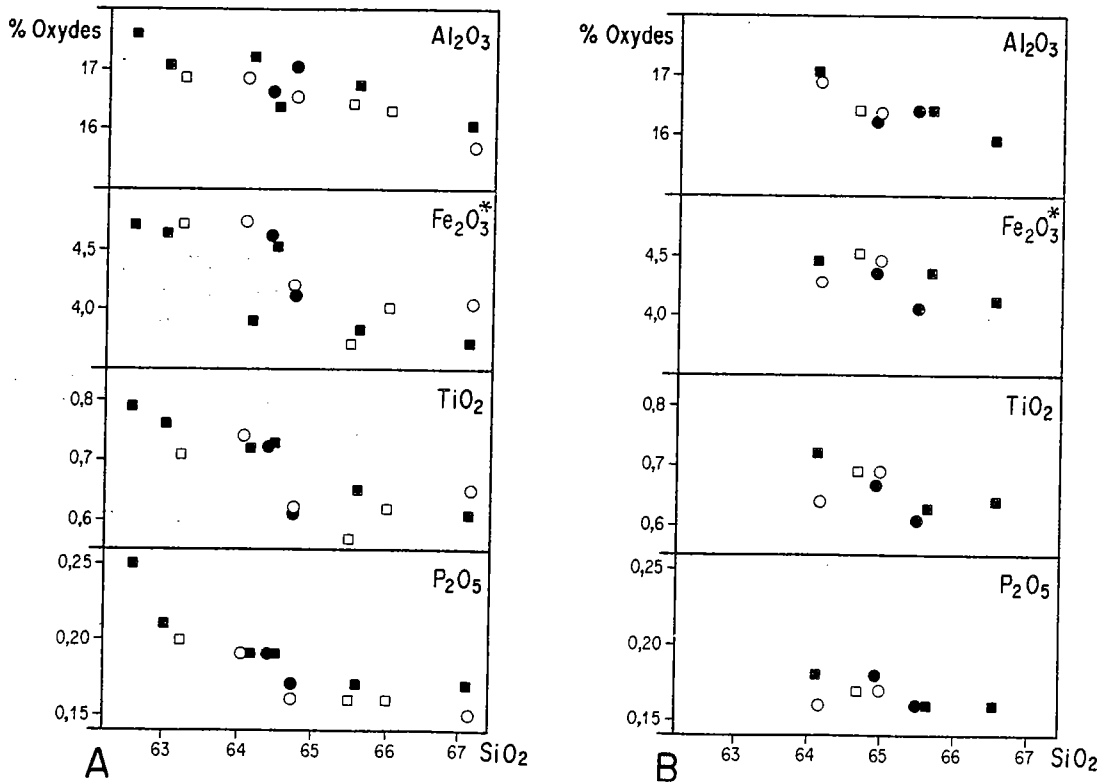


FIG. 5. — Teneurs en Al_2O_3 , $\text{Fe}_2\text{O}_3^{(*)}$, TiO_2 et P_2O_5 en fonction de SiO_2 dans les zones de déformation A (Figure A) et B (Figure B), (voir figure 3). Les symboles correspondent aux différents états de déformation croissante définis en figure 2.

Al_2O_3 , $\text{Fe}_2\text{O}_3^{(*)}$, TiO_2 and P_2O_5 contents versus SiO_2 contents within deformation zones A (figure A) and B (figure B), (see figure 3). Symbols correspond to increasing amounts of finite strain as defined in figure 2.

comparer deux stades de transformation d'un système en mettant en relation les pertes et gains d'oxydes et le changement de volume associé. Il n'est pas pour cela nécessaire de calculer les formules structurales des minéraux. A partir des concentrations en oxydes fournies par les analyses chimiques rapportées à 100 %, la relation donnée par Gresens (Figure 6) permet de déterminer soit les transferts de matière en se fixant la variation de volume, soit le changement de volume et les transferts associés en se fixant le comportement d'un oxyde.

Les résultats sont donnés ici en détail (Figure 6) pour les transitions entre trois états de déformation croissante représentatifs le long du profil A (Figure 3a). Pour la transition entre roche non foliée ($\bar{\epsilon}_s = 0,7$) et orthogneiss ($\bar{\epsilon}_s = 2$) d'une part (Figure 6a), et pour la transition entre orthogneiss et ultramylonites ($\bar{\epsilon}_s = 3,4$) d'autre part (Figure 6b), on note que l'on minimise les pertes et les gains en Al_2O_3 , SiO_2 , TiO_2 , P_2O_5 et Fe_2O_3^* pour un facteur volumique

proche de 1. En d'autres termes, si ces oxydes sont effectivement très peu mobiles, les changements de volume du système au cours de la déformation sont très faibles et les variations de teneurs en autres éléments (K, Na, Ca, Mg, Mn) sont significatives des migrations de ces derniers. En particulier, pour Al_2O_3 constant, la déformation pourrait s'accompagner d'une faible diminution de volume n'excédant pas environ 6 %.

Éléments mobiles

Les courbes de la figure 7, illustrent l'importance des migrations d'éléments mobiles en fonction de la déformation, et sont calculées en considérant Al_2O_3 immobile. Notons que dans tous les cas, leur allure, et donc leur interprétation, restent inchangées dans les limites d'une variation du volume total d'environ 6 % et d'une variation de teneur en Al_2O_3 d'environ 1 % du poids total de roche (Figure 6).

Ces courbes montrent que les teneurs en éléments mobiles Ca, Na, K, Mg, Mn et en eau

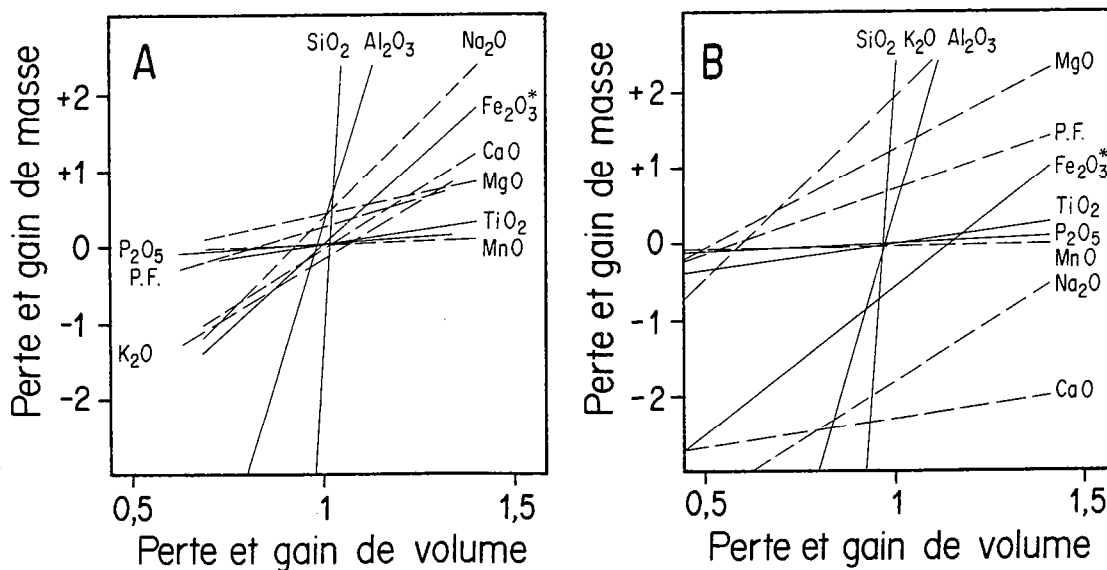


FIG. 6. — Diagrammes volume-composition pour les transitions roche non foliée-orthogneiss (Figure A) et orthogneiss-ultramylonite (Figure B). Pour chaque oxyde n , la transition entre l'état 1 et l'état 2 s'exprime par la relation (Gresens, 1967) : $X_n = f_v (g_1/g_2) C_{n2} - C_{n1}$; avec X = perte ou gain de masse ; g = densité (constante dans le cas présent) ; C = poids d'oxyde pour 100 g de roche ; f_v : facteur volumique (V_2/V_1). Traits pleins, éléments immobiles ; traits tirés, éléments mobiles.

Volume-composition relationships for weakly deformed granodiorite-orthogneiss transition (figure A) and orthogneiss-ultramylonite transition (figure B). For each oxide n , the transition between state 1 and state 2 is expressed by the relation (Gresens, 1967) : $X_n = f_v (g_1/g_2) C_{n2} - C_{n1}$; with X = loss or gain of mass ; g = specific gravity (constant in present case) ; C = oxide weight per 100 g of rocks ; f_v = volume factor (V_2/V_1). Full lines, immobile elements ; dotted lines, mobile elements.

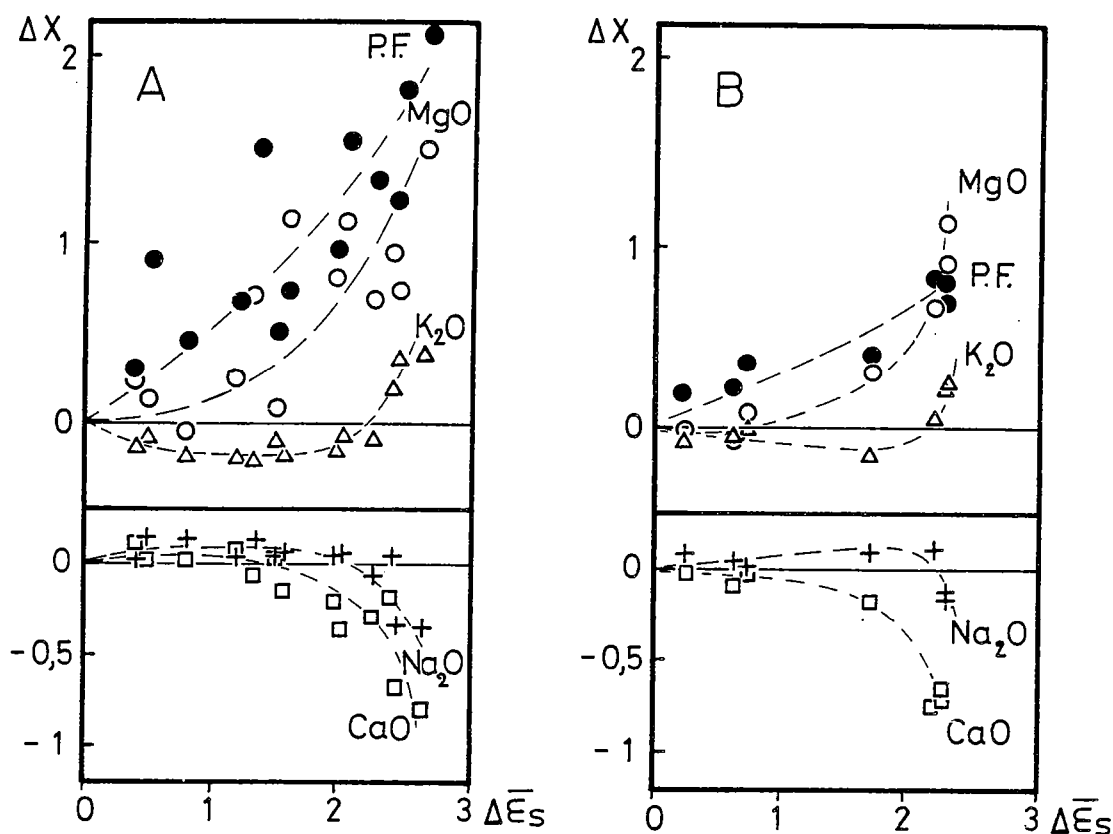


FIG. 7. — Teneurs en éléments mobiles en fonction de l'intensité de la déformation dans les zones de déformation A et B (voir figure 3). Pour chaque zone, l'échantillon le moins déformé est pris comme état initial de référence (point 0,0). Après normalisation par rapport à Al_2O_3 , les écarts ΔX aux teneurs initiales sont reportés en fonction de l'écart $\Delta \bar{\epsilon}_s$ à l'intensité de déformation dans l'état de référence.

Mobile element contents versus strain intensity within deformation zones A et B (see figure 3). For each zone, the sample with the lowest $\bar{\epsilon}_s$ is taken as the initial reference state (point 0,0). After normalisation with respect to Al_2O_3 , deviations ΔX from initial content are plotted against deviation $\Delta \bar{\epsilon}_s$ from strain intensity in the reference state.

constitutionnelle varie de manière continue et analogue dans les deux zones étudiées : à une intensité de déformation donnée correspond une composition chimique caractéristique.

Les variations de teneurs en éléments mobiles, absentes ou non détectables dans les roches peu ou non déformées, sont modérées jusque dans les mylonites où $\bar{\epsilon}_s < 2.5$, puis sont considérablement accentuées pour des déformations plus importantes, lorsque la taille du grain est réduite et que la matrice fine représente plus de 50 % du volume total. Il semble raisonnable d'attribuer cette non linéarité des relations structure/teneurs à un effet de la structure macroscopique

de la roche sur l'importance des migrations d'éléments mobiles.

Par ailleurs, les relations observées soulignent le comportement spécifique de chaque oxyde : la forme des profils déformation/teneur, ainsi que la quantité de déformation totale à partir de laquelle les variations de teneurs deviennent sensibles, diffèrent suivant l'élément considéré (Figure 7). Ces différences doivent être rapportées au comportement propre à chaque phase minérale impliquée, et leur signification est à rechercher à l'échelle du grain. Ainsi, le caractère inverse des variations de teneurs en K_2O et en Na_2O (Figure 7) reflète le comportement global

de la phase feldspathique, albitisée dans les orthogneiss (faible augmentation du Na_2O et faible baisse du K_2O), et disparaissant au profit des phyllosilicates pour de fortes déformations (forte augmentation du K_2O et forte baisse du Na_2O).

DISCUSSION

Relations composition - déformation

Nos observations montrent l'activité de mécanismes de déformation par transfert de matière à différentes échelles : diffusion intracristalline, soulignée par le changement de composition des clastes feldspathiques ; transfert intercristallin impliqué par les néogénèses minérales dispersées dans la matrice recristallisée et par le changement croissant de la composition chimique globale en fonction de la déformation.

Dans l'exemple présenté, les mécanismes intercristallins associés à l'albitisation des feldspaths sont étudiés en détail par ailleurs (Auffray, en prép.) et ne sont pas abordés ici. Notons cependant que l'albitisation coïncide avec une réduction brutale de la taille moyenne des clastes feldspathiques (de 700 μm à 300 μm environ) associée à une augmentation de leur nombre (Auffray, en prép. ; Marquer, 1983). En d'autres termes, les mécanismes ductiles par diffusion ne deviennent importants qu'à partir d'une quantité de déformation critique (valeur critique du rapport surface/volume des grains) accommodée, au moins en partie, par des mécanismes fragiles. Cette transition de type fragile-ductile au niveau des orthogneiss ($\bar{\epsilon}_s = 1,5-2$) doit s'accompagner d'un amollissement à l'échelle du grain (Mitra, 1978, 1979) et permet d'activer les réactions et la néogénèse en libérant des éléments mobiles (K, Ca).

Récemment, Etheridge *et al.* (1983) ont souligné que la déformation doit favoriser l'accroissement de la porosité interconnectée et de la perméabilité dans les roches métamorphiques. Le fort accroissement des variations de teneurs en éléments mobiles au cours de la mylonitisation (Figure 7) peut être interprété ainsi, en liaison avec le développement et l'anastomose des bandes de déformation à grain fin. Un apport d'eau vers ces zones de forte déformation est nécessaire pour rendre compte de l'augmentation

de la teneur en eau constitutionnelle, et ceci tant que la zone de déformation fonctionne et se propage. A nouveau, un tel processus a un effet amollissant : les réactions de transformation impliquées, qui sont consommatrices d'eau, produisent un matériel plus déformable que la roche-mère du fait de la taille réduite des néoblastes et de l'augmentation de la quantité de phyllosilicates qui accentuent la ductilité de la phase recristallisée (White et Knipe, 1978 ; Robin, 1979).

Ainsi, les modifications chimiques observées apparaissent comme un effet de la déformation interne qui, d'une part, active les réactions fluide/solide à l'échelle du grain et, d'autre part, favorise les transferts à plus grande échelle. Ceci rend compte des caractères chimiques et minéralogiques majeurs des zones étudiées : les variations de composition dépendent des gradients de déformation finie et n'adviennent qu'à partir d'une certaine quantité de déformation interne ($\bar{\epsilon}_s > 1$; figures 1 et 2). Ce dernier point souligne que la localisation de la déformation n'est pas initialement directement dépendante de l'activation des réactions, qui ne font qu'accentuer l'amollissement au cours de la déformation progressive.

Mécanismes de transfert et conditions aux limites

Le problème des interactions entre changements chimiques et déformation est lié à la nature des processus de transfert de matière et par là même à la notion de système ouvert ou fermé à une échelle donnée. Nos observations, bien que très ponctuelles pour étayer une discussion exhaustive, permettent de soulever un certain nombre de questions.

Deux processus fondamentaux de transfert intergranulaire en présence de fluides peuvent être envisagés (Fletcher et Hofmann, 1974) : diffusion des ions dans la phase fluide stationnaire, ou mouvement convectif du fluide par rapport au milieu solide (infiltration). D'après les modèles théoriques existants, seul ce dernier apparaît pouvoir rendre compte de transformations chimiques à très grande échelle (Fletcher et Hofmann, 1974 ; Frantz et Weisbrod, 1974 ; Etheridge *et al.*, 1984 ; Gratier, 1984), et ceci d'autant plus facilement que le système est ouvert et qu'on envisage un lessivage par percolation dans les zones déformées (Beach, 1976 ; Fontelles, 1978 ; Etheridge *et al.*, 1983).

Nous avons vu que les variations structurales (pourcentage de matrice), chimiques et minéralogiques sont indépendantes de la taille des zones de déformation, donc des distances de transfert d'ions en solution. Une implication directe de ce caractère majeur est que les transformations chimiques ne doivent pas être limitées par la vitesse de transfert, mais plutôt, comme le montrent aussi les arguments développés précédemment, par les vitesses de réactions fluide/solide (Gratier, 1984). Compte tenu de la grande dimension de certaines zones, ceci tend à plaider, en faveur de mécanismes d'infiltration ou, *a fortiori*, de percolation métasomatique. Cependant nos observations incitent à infirmer une interprétation par simple percolation et contamination localisées dans les zones mylonitiques. Ce sont d'abord le caractère peu mobile de SiO_2 à grande échelle, le caractère faible des changements de composition globale, ainsi que le caractère très progressif des transformations en fonction de l'intensité de la déformation quelle que soit l'échelle considérée. De plus, les mêmes transformations s'observent dans des zones décimétriques isolées, c'est-à-dire des zones de déformation embryonnaires totalement englobées dans du matériel homogène non déformé et non transformé. A cette échelle, la migration des fluides, et donc la migration d'ions en solution, doit plus répondre à des effets de réactions locales (néogenèse de phyllosilicates) qu'à des effets de percolation généralisée (Etheridge *et al.*, 1984). Ceci revient à considérer, à l'échelle d'une zone de déformation, le domaine mylonitique comme un puits dans lequel les fluides intergranulaires sont drainés par infiltration à travers les domaines moins déformés. Un tel processus peut devenir actif dès l'initiation des zones et se surimposer ou non à une migration générale des fluides à plus grande échelle. En outre, ceci irait dans le sens de certains traits majeurs des zones considérées, à savoir leur propagation latérale au cours de la déformation progressive (élargissement), l'absence de transformations chimiques dans le matériel non déformé, le volume limité d'ultramylonites (environ 10 % des zones), et surtout le fait que les perturbations chimiques sont de même échelle que les hétérogénéités du champ de déformation totale.

Par ailleurs, nous avons souligné le caractère singulier du comportement antagoniste de K_2O et de Na_2O (Figure 7). Dans les limites d'un

changement de volume mineur du système chimique, l'intégration des grains et des pertes en ces deux oxydes le long des profils teneur/distance montre un bilan global voisin de la composition de la roche initiale. En d'autres termes, les gains en ions K^+ dans les ultramylonites paraissent compensés par les pertes dans les orthogneiss, et vice versa pour Na^+ . Les profils observés dans l'état déformé sont donc compatibles avec un transfert antagoniste des ions K^+ et Na^+ ne nécessitant pas de contamination extérieure et qui impliquerait alors non seulement l'infiltration, mais aussi la diffusion d'ions dans la phase fluide.

Une étude détaillée de l'ensemble des réactions impliquées est actuellement en cours. Elle devrait en particulier permettre de comparer les variations géochimiques observées à un modèle faisant intervenir un gradient de composition de la phase fluide à travers les zones de déformation, dû au caractère localisé des réactions, et induisant une instabilité chimique compensée par la diffusion d'éléments au cours de la déformation progressive.

CONCLUSIONS

Dans la granodiorite du Grimsel, les gradients de déformation finie sont soulignés par des variations caractéristiques de la composition. En fonction de la déformation croissante, on note : 1) une augmentation graduelle des teneurs en MgO et en eau constitutionnelle ; 2) une diminution du CaO pour de fortes déformations ; 3) une diminution puis une forte hausse des teneurs en K_2O , avec un comportement inverse pour Na_2O .

Ces variations de composition sont un effet de la déformation interne qui active les réactions et favorise les transferts en solution au sein d'un système fluide/solide initialement métastable dans les conditions pression/température de la déformation. Elles s'accompagnent de transformations minéralogiques typiques du faciès schistes verts et peuvent induire des modifications importantes du système géochimique initial. On montre en effet qu'elles altèrent fortement la mémoire magmatique de la granodiorite.

Identiques à toutes échelles, les transformations observées semblent plutôt contrôlées par les vitesses de réaction que par les vitesses de

transfert. Par ailleurs, le comportement des éléments (faible mobilité de P_2O_5 , TiO_2 et surtout Al_2O_3) est compatible avec un changement de volume faible ou nul du système chimique au travers des zones déformées et ne semble pas interprétable en simples termes de percolation et de contamination localisées dans les zones mylonitiques. En particulier, les variations de teneur en Na_2O et K_2O pourraient ne pas impliquer de contamination externe à l'échelle d'une zone de déformation.

Dans le cas étudié, nous avons montré que l'analyse des relations entre déformation et comportement géochimique fournit des résultats exploitables quantitativement si les observations couvrent une large gamme d'intensités de déformation précisément estimées, et si l'état initial est bien caractérisé. Ici, une telle analyse a été possible grâce à l'établissement d'une corrél-

tion entre déformation finie et structure intime de la roche. Ce type d'approche doit être développé afin de mieux cerner la nature des interactions entre comportement chimique et déformation de la croûte continentale en zone orogénique.

REMERCIEMENTS

Les auteurs remercient P. Choukroune, F. Auffray, M. Ballèvre, C. Willaime et J.M. Caron pour leur contribution à l'élaboration de ce manuscrit. Ce travail a été réalisé dans le cadre de l'ATP Géodynamique II (1982, n° 459215).

Reçu le 22 juin 1984

Accepté le 19 décembre 1984

RÉFÉRENCES

- AUFFRAY, F., HUANG, Z.H. and WILLAIME, C. (1983). — Chemical modifications associated with plastic deformation in natural plagioclase feldspars. 3rd Nato advanced Study Institute on "Feldspars, feldspathoids and their paragenesis", Rennes, France, 48.
- BEACH, A. (1976). — The interrelations of fluid transport, deformation geochemistry and heat flow in early proterozoic shear zones in the Lewisian complex. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A280, 569-604.
- CAWTHORN, G.R., STRONG, D.F. and BROWN, P.A. (1975). — Origin of corundum normative intrusive and extrusive magmas. *Nature*, 259, 102-104.
- CHOUKROUNE, P. and GAPAIS, D. (1983). — Strain pattern in the Aar granite (Central Alps); orthogneiss developed by bulk inhomogeneous flattening. *J. Struct. Geol.*, 5, 411-418.
- CLARKE, D.B. (1981). — The mineralogy of peraluminous granites: a review. *Canadian Mineral.*, 19, 3-17.
- COURRIOUX, G. (1983). — Le tungstène dans le granite hercynien de Puente deume. Relations entre teneurs et déformation. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 296, 1523-1526.
- DIXON, J. and WILLIAMS, G. (1983). — Reaction softening in mylonites from the Arnaboll thrust Sutherland. *Scott. J. Geol.*, 19, 2, 157-168.
- ETHERIDGE, M.A., WALL, V.J. and COX, S.F. (1984). — High fluid pressures during regional metamorphism and deformation: implications for mass transport and deformation mechanisms. *J. of Geoph. Res.*, 89, n° B6, 4344-4358.
- ETHERIDGE, M.A., WALL, V.J. and VERNON, R.H. (1983). — The role of the fluid phase during regional metamorphism and deformation. *J. Metamorphic Geol.*, 1, 205-226.
- FERRY, J.M. (1979). — Reaction mechanisms, physical conditions and mass transfer during hydrothermal alteration of mica and feldspar in granite rocks from South Central Maine, USA. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 68, 125-139.
- FLETCHER, R.C. and HOFMANN, W.H. (1974). — Simple models of diffusion and combined diffusion-infiltration metasomatism. In: "Geochemical transport and kinetics", Carnegie Inst. Washington, Eds. A.W. Hofmann, B.J. Giletti, H.S. Yoder and R.A. Yund, 353 p.
- FONTEILLES, M. (1978). — Les mécanismes de la métasomatose. *Bull. Minéral.*, 101, 166-194.
- FRANTZ, J.D. and WEISBROD, A. (1974). — Infiltration metasomatism in the system $K_2O-SiO_2-Al_2O_3-H_2O-HCl$. In "Geochemical transport and kinetics", Carnegie Inst. Washington, Eds. A.W. Hofmann, B.J. Giletti, H.S. Yoder and R.A. Yund, 353 p.
- FREY, M., BUCHER, K., FRANK, E. and MULLIS, J. (1980). — Alpine metamorphism along the geotransverse Basel-Chiasso: a review. *Eclogae Geol. Helv.*, 73/2, 527-546.
- FYFE, W.S. (1976). — Chemical aspects of rock deformation. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A283, 221-228.
- GRATIER, J.P. (1978). — Mise en évidence de relations entre changement de composition chimique et

- intensité de déformation dans les roches à schistosité. *Bull. Soc. Géol. France*, (7), XXI, 1, 95-104.
- GRATIER, J.P. (1983). — Estimation of volume change by comparative chemical analyses in heterogeneously deformed rocks (folds with mass transfer). *J. Struct. Geol.*, 5, 3/4, 329-339.
- GRATIER, J.P. (1984). — La déformation des roches par dissolution-cristallisation : Aspects de ce fluage avec transfert de matière dans la croûte supérieure. *Thèse d'Etat, Univ. Grenoble*, 315 p.
- GRESENS, R.L. (1967). — Composition-volume relationships of metasomatism. *Chemical Geol.*, 2, 47-65.
- JONES, M.E. (1981). — The relationships between metamorphism and deformation ; report of the Tectonic Studies Group discussion meeting held at the Geological Society, Burlington House, 12 Nov. 1980. *J. Struct. Geol.*, 3, 333-338.
- KERRICH, R., ALLISON, I., BARNETT, R.P., MOSS, S. and STARKEY, I. (1980). — Microstructural and chemical transformations accompanying deformation of granite in a shear zone at Mievville, Switzerland ; with implications for stress corrosion cracking and superplastic flow. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 73, 221-242.
- KERRICH, R., FYFE, W.S., GORMAN, B.E. and ALLISON, I. (1977). — Local modification of rock chemistry by deformation. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 65, 183-190.
- MARQUER, D. (1983). — Variations minéralogiques et chimiques d'un granite progressivement déformé. Exemple du Massif de l'Aar (Alpes centrales). *Mémoire de DEA, Rennes*, 53 p.
- MITRA, G. (1978). — Ductile deformation zones and mylonites : the mechanical processes involved in the deformation of crystalline basement rocks. *Amer. Journ. Sci.*, 278, 1057-1084.
- MITRA, G. (1979). — Ductile deformation zones in Blue Ridge basement rocks and estimation of finite strains. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, part I, 90, 935-951.
- MIYASHIRO, A. (1974). — Volcanic rocks series in island arcs and active continental margins. *Amer. Journ. Sci.*, 274, 321-355.
- NADAI, A. (1963). — Theory of flow and fracture of solids. Vol. 2. Engineering Societies monographs. Mc Graw Hill ed., New-York, 705 p.
- RAMSAY, J.G. (1967). — Folding and fracturing of rocks. Graw Hill ed., New-York, 568 p.
- ROBIN, P.Y. (1979). — Theory of metamorphic segregation and related processes. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 43, 1587-1600.
- ROY, J.S. (1977). — Deformation and chemical processes in mylonite genesis. *Geol. Fören i Stockholm Förhand.*, 99, 3-9.
- STALDER, H.A. (1964). — Petrographische und mineralogische untersuchungen im Grimselgebiet. *Bull. Suisse mineral. Petrogr.*, 44/1, 187-398.
- STECK, A. (1966). — Petrographische und tectonische untersuchungen am Zentralen Aargranit und Seinen altkristallinen Hüllgesteinen im westlichen Aarmassiv. *Beitr. Geol. Karte Schweiz* (N.F.), 130, 99 p.
- STECK, A. (1984). — Structures de déformations tertiaires dans les Alpes centrales (Transversale Aar-Simplan-Ossola). *Eclogae. Geol. Helv.*, 77, 1, 55-100.
- WHITE, S.H. and KNIPE, R.J. (1978). — Transformation and reaction enhanced ductility in rocks. *Jl. Geol. soc. Lond.*, 135, 513-516.
- WILLIAMS, G. and DIXON, J. (1982). — Reaction and geometrical softening in granitoid mylonites. *Textures Microstruct.*, 3, 223-239.

ANNEXE I

N° éch.	A 14	AD 13	AD 11	A 15	AD 25	AD 22	AD 16	A 18	AD 20	A 17	A 19	AD 21	A 20	AD 23a
SiO ₂	66,82	63,40	64,25	64,30	66,02	63,39	62,43	66,00	61,85	62,15	66,90	64,13	63,70	65,45
Al ₂ O ₃	15,55	16,65	16,39	16,92	16,30	16,36	16,63	16,53	16,72	17,45	16,02	16,29	17,07	16,68
Fe ₂ O ₃ ^{II}	4,01	4,67	4,17	4,08	4,02	4,55	4,65	3,76	4,53	4,68	3,72	4,50	3,89	3,77
MnO	0,08	0,09	0,08	0,08	0,08	0,10	0,09	0,07	0,08	0,07	0,05	0,08	0,05	0,06
MgO	0,97	1,29	1,16	0,98	1,09	1,28	1,77	2,19	2,20	1,95	1,68	1,97	2,89	2,60
CaO	2,78	3,40	2,97	3,15	3,04	3,23	2,80	2,54	1,95	2,55	2,07	2,47	1,04	0,70
Na ₂ O	4,32	4,79	5,24	5,34	4,73	4,77	5,31	5,00	5,08	5,16	4,17	4,86	3,23	3,10
K ₂ O	3,23	3,02	3,19	2,90	3,15	2,92	2,76	2,91	3,26	3,14	3,08	3,04	4,89	4,84
TiO ₂	0,64	0,73	0,62	0,61	0,62	0,71	0,70	0,57	0,75	0,78	0,61	0,73	0,71	0,65
P ₂ O ₅	0,15	0,19	0,16	0,17	0,16	0,19	0,20	0,16	0,21	0,25	0,17	0,19	0,19	0,17
P.F.	0,51	0,71	1,03	0,80	0,80	0,91	1,36	0,95	1,50	1,12	1,21	1,21	1,60	1,74
Total	99,06	98,94	99,26	99,33	100,01	98,41	98,70	100,68	98,13	99,30	99,68	99,47	99,26	99,76
Es	0,7	1,1	1,2	1,5	2,2	1,9	2,1	2,3	2,7	2,7	3	3,2	3,2	3,4

Zone A

N° éch.	Ac II a	Ac II b	Ac II c	Ac II d	Ac II e	Ac II f	Ac II g	Ac II h
SiO ₂	64,42	63,87	65,30	64,50	64,39	66,40	65,68	63,63
Al ₂ O ₃	16,25	16,80	16,38	16,13	16,34	15,86	16,41	16,89
Fe ₂ O ₃ ^{II}	4,43	4,25	4,05	4,34	4,50	4,11	4,03	4,43
MnO	0,09	0,09	0,08	0,09	0,08	0,07	0,07	0,08
MgO	1,21	1,18	1,11	1,27	1,56	1,93	2,56	2,37
CaO	3,17	3,16	2,98	3,07	2,70	0,80	0,96	1,25
Na ₂ O	4,78	5,47	5,09	4,87	5,37	5,31	4,32	4,31
K ₂ O	3,09	2,90	2,93	3,08	2,59	3,04	3,80	3,86
TiO ₂	0,68	0,64	0,61	0,66	0,69	0,64	0,63	0,71
P ₂ O ₅	0,17	0,16	0,16	0,18	0,17	0,16	0,16	0,18
P.F.	0,83	1,02	1,01	1,11	1,15	1,46	1,40	1,54
Total	99,12	99,54	99,70	99,30	99,54	99,78	100,02	99,25
Es	0,8	1	1,4	1,5	2,5	3	3,1	3,1

Zone B

ANNEXE I. — Teneurs en éléments majeurs pour les échantillons des deux zones de déformation étudiées (Figure 3). Es : intensité de déformation finie.

Major elements contents for the samples of the two deformation zones studied (Figure 3). Es : finite strain intensity.

VII - DEFORMATION EN FACIES AMPHIBOLITE -

EXEMPLE DU MASSIF DU GOTTHARD (ALPES CENTRALES)

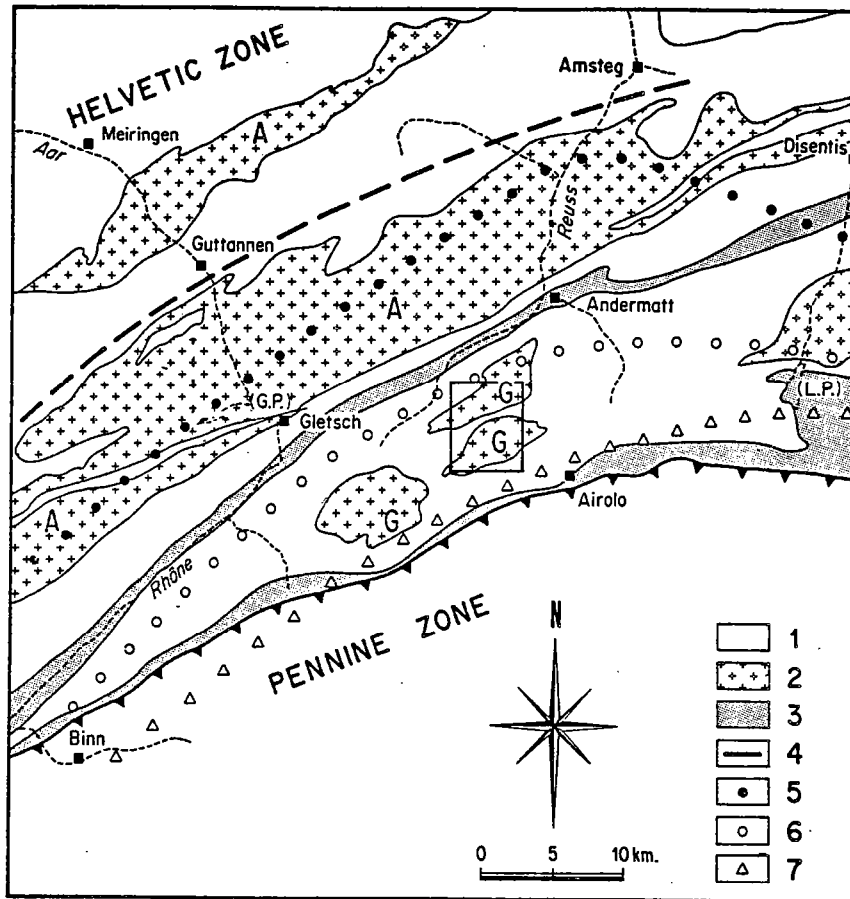


Fig.79 - Carte générale des massifs cristallins externes des Alpes Centrales suisses et localisation de la région étudiée (encadré) dans le massif du Gothard. Même légende que Fig. 64.

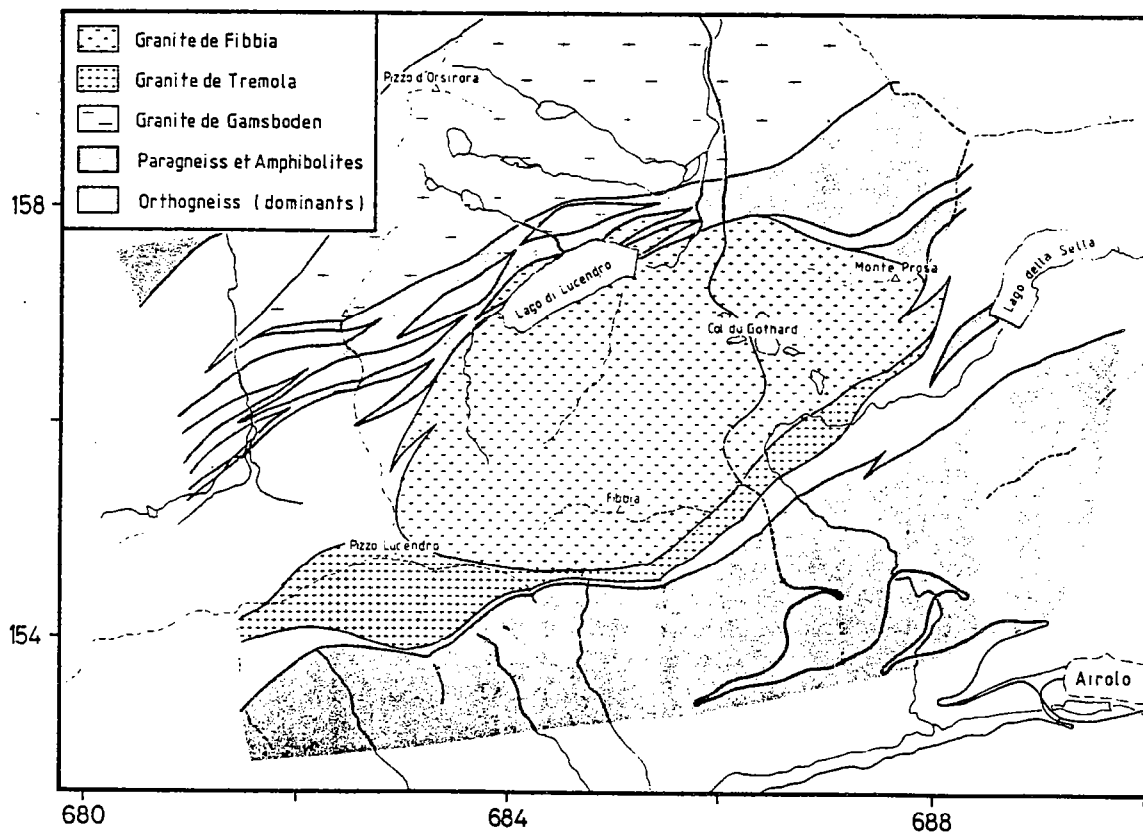


Fig.80 - Carte géologique de la région du col du Gothard ; d'après Marquer 1987.

Par rapport au massif de l'Aar décrit dans le chapitre précédent, le massif cristallin externe du Gothard occupe une position sensiblement plus interne, bordé au sud par la limite cartographique des nappes penniques (Fig. 79). Les études régionales (voir Frey et al. 1980, Marquer 1986 pour revues) situent la déformation alpine des roches hercyniennes du Gothard dans le champ de stabilité de l'oligoclase (Steck 1976), en dessous des conditions de stabilité de la staurotide (cf. Frey 1974) (Fig. 79). L'absence de ce minéral dans les roches pélitiques indique des conditions métamorphiques maximales inférieures à 550°-600°C pour des pressions supérieures à 4 Kb (Koons et Thompson 1985).

Comme ceux de l'Aar, les massifs granitiques du Gothard sont essentiellement affectés par une déformation alpine (cf. Thakur 1973, Voll 1976, Labbhart 1977, Steck 1984), les faciès tardi hercyniens (e.g. granite du Rotondo, granite de Tremola, granite de Fibbia, granite du Medel) étant considérés comme globalement isotropes avant l'orogénèse alpine (e.g. Thakur 1973).

L'essentiel de ce chapitre concerne la déformation du granite de Fibbia, observée au niveau du Col du Gothard (Fig. 80 et 81).

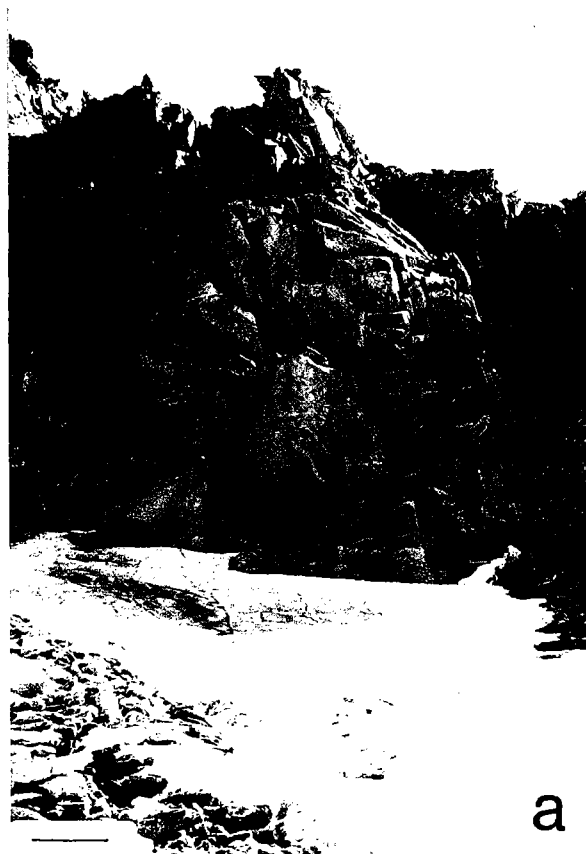


Fig.82 - Exemples des structures observées dans le granite de Fibbia. Des zones mylonitiques conjuguées limitent des domaines lenticulaires parfois subisotropes (zone claire en a) et le plus souvent orthogneissiques (b). Echelles : a, 2 m ; b, 25 cm. Section $\lambda 1/3$.

ensemble un aspect relativement peu déformé (cf. Fig. 82).

VII.1.3. Champ de zones mylonitiques et histoire cinématique

Une étude détaillée de la distribution des zones mylonitiques a été effectuée le long de la coupe du col du Gothard (Fig. 81b) depuis le granite de Gamsboden jusqu'au granite de Trémola. La méthode d'analyse de la distribution d'une population de zones de cisaillement et son intérêt pour l'interprétation cinématique de la déformation globale (à l'échelle de la population considérée) sont illustrés en détail dans la 3ème partie de ce mémoire (ch. X). Schématiquement, les orientations préférentielles d'une population de failles ductile, considérée comme une population de systèmes de glissements actifs lors du développement de la schistosité régionale, s'interprètent de manière comparable à celles des systèmes de glissement intracristallins : en particulier, une distribution dissymétrique par rapport aux directions principales moyennes de déformation (définies par la schistosité et la linéation d'étirement régionales) reflète une déformation globale non coaxiale, et fournit un sens et une direction de cisaillement global à l'échelle de la population de failles. La population de failles est caractérisée par l'orientation préférentielle de trois lignes (Fig. 84a) : les directions de cisaillement locales sur les failles (L), les normales (N) aux surfaces cisailantes, et les normales (M) aux plans de cisaillement (plan perpendiculaire à la faille et contenant la direction de cisaillement).

L'essentiel des mesures effectuées est synthétisé sur la Figure 84. Certaines remarques générales peuvent être faites:

- 1- Les surfaces cisailantes définissent des lentilles : leur trace est courbe en carte (Fig. 81a) comme en coupe (Fig. 82). Ceci s'exprime également par le fait que les poles (N) aux plans cisailants sont dispersés tout autour de la direction moyenne de raccourcissement (λ_3 , pole de la schistosité régionale) (Fig. 84). Une telle géométrie caractérise une déformation finie de type aplatissement ($K < 1$) à l'échelle de la population de zones mylonitiques (ch. X), soit ici de l'échelle de l'affleurement à celle du massif. Elle est en accord avec les mesures de déformations locales effectuées sur les populations d'enclaves (Fig. 83).
- 2- Les directions de cisaillement (L) et les poles aux surfaces cisailantes (N) sont très concentrés, respectivement autour de la direction principale d'étirement (λ_1) et de la direction principale de raccourcissement (λ_3). Ceci reflète le caractère très aplati des lentilles (Fig. 81a et 82b). En termes d'ellipsoïde de déformation finie, les directions de cisaillement intense sont à très faible angle de la direction principale d'étirement, c'est à dire que l'intensité de la déformation finie globale est forte (Ramsay 1967, ch. X). Ceci va dans le sens des observations de terrain qui montrent que les domaines lenticulaires entre les zones mylonitiques sont eux-mêmes globalement fortement déformés, orthogneissiques avec seulement de rares zones de granite isotrope ou subisotrope. Par rapport au massif de l'Aar (cf. ch. VI), la déformation moyenne est

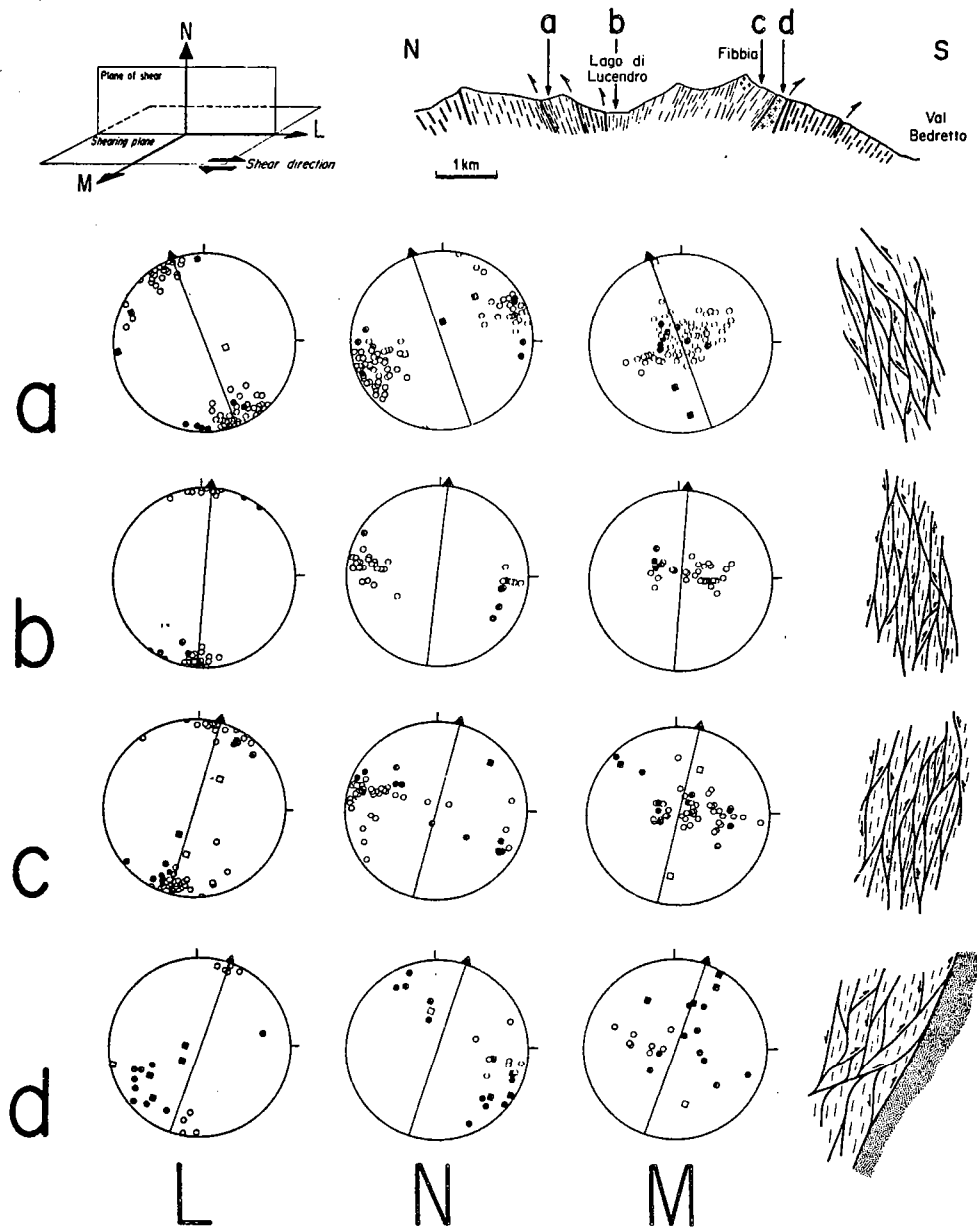


Fig.84 - Distribution des zones de cisaillement mylonitiques de l'échelle de l'affleurement le long de la coupe du col du Gotthard. L, directions de cisaillement ; N, poles aux plans cisailants (plans de failles) ; M, poles aux plans de cisaillement. La schistosité et la linéation d'étirement (triangle) sont indiquées sur les diagrammes (projections équivalentes dans le plan $\lambda_1\lambda_3$). Pour chaque station (a, b, c, d), un schéma donne l'allure de la géométrie du champ de failles dans le plan $\lambda_1\lambda_3$ (subvertical). Ronds creux, failles impliquant un abaissement du compartiment NW ; ronds pleins, failles impliquant un abaissement du compartiment SE ; carrés, failles décrochantes dextres (carrés creux) et senestres (carrés pleins). Voir texte pour commentaires.

ici plus intense et moins hétérogène.

3- Les distributions des zones mylonitiques sont asymétriques par rapport à la schistosité régionale. Excepté dans la partie sud du massif (granite de Trémola), la majorité des zones contribue à un abaissement du compartiment nord (cercles creux sur diagrammes, Fig. 84). Les cisaillements conjugués (chevauchements vers le sud, cercles pleins, Fig. 84) sont en général moins bien développés. Parallèlement, les zones de cisaillement à composante dominante décrochantes (carrés sur Fig. 84) sont rares. En d'autres termes, les directions de cisaillement sont très concentrées autour de λ_1 dans le plan $\lambda_1\lambda_3$, et ne sont pas clairement disposées radialement sur la surface des lentilles, contrairement à ce qui est attendu dans le cas d'une déformation de type aplatissement coaxial (ch. X.3, Fig. 10). De plus, on note que les plans de schistosité ont localement joué en surfaces de glissement, comme le souligne le parallélisme entre certaines directions de cisaillement locales et la direction moyenne d'étirement λ_1 (Fig. 84). Ces relations locales, incompatibles du strict point de vue de la théorie de la déformation, soulignent que l'anisotropie matérialisée par la schistosité peut jouer en plan cisailant lorsque son orientation se rapproche de celle du cisaillement global au cours d'une déformation progressive fortement noncoaxiale. De nombreux exemples montrent que le sens de cisaillement sur la schistosité est alors conforme au sens de cisaillement global dominant (Bell 1978, Simpson 1984, ch. IV, Fig. 23a).

Dans le cas présent, les observations sont partout compatibles avec un abaissement du compartiment nord lors de la déformation régionale synschisteuse (ronds creux Fig. 84, Fig. 82).

Dans un tel contexte, la disposition en éventail de la schistosité régionale (Fig. 81b) apparaît comme un effet relativement tardif au cours du raccourcissement régional des massifs cristallins externes (cf. A VI.1). Elle doit être reliée aux déformations de type "rétrocharriage" à vergence sud bien connues sur la bordure sud du Gotthard où elles provoquent en outre le replissement des séries paragneissiques et amphibolitiques (cf. Thakur 1973, Steck 1984). Dans les roches granitiques du Gotthard, cette composante de chevauchement sud surimposée à la déformation régionale à vergence nord est localisée aux zones les plus méridionales et augmente d'ouest en est : à l'Ouest (au niveau du granite du Rotondo, Nufenen Stock, Fig. 2 A VI.1), seuls un fort raccourcissement NW-SE et une extension régionale subverticale sont bien exprimés (cf. A VI.1) ; par contre, au niveau du val Medel (L.P., Fig. 79), la déformation synschisteuse est clairement associée à une composante de chevauchement sud dans toute la partie méridionale des massifs granitiques (cf. Thakur 1973).

Au niveau du col du Gotthard, la distribution des zones mylonitiques chevauchantes vers le sud-est change progressivement du nord vers le sud (cercles pleins, Fig. 84) : peu exprimées et conjuguées par rapport au cisaillement vers le nord-ouest dans le granite de Gamsboden, elles deviennent nettement dominantes dans le granite de Trémola. Ainsi, ce granite est surtout affecté par des zones de chevauchement sud-est parfois assez peu pentées vers le nord (jusqu'à 30°, ronds pleins Fig. 84). Au contact sud du granite, ces zones sont parfois réfractées parallèlement à l'interface avec les

séries paragneissiques (Fig. 84). Le caractère vraisemblablement tardif de certains de ces chevauchements sud-est par rapport à l'essentiel de la déformation accumulée en amphibolite faciès est en outre souligné par les observations suivantes :

- Elles peuvent faire un très fort angle ($> 50^\circ$) avec la schistosité régionale (Fig. 84d),
- ce sont des surfaces parfois très discrètes et fortement striées, attestant d'un comportement relativement fragile,
- on y observe des réactions rétro-morphique très localisées, avec néogenèse massive de muscovite et d'épidote aux dépens de la phase feldspathique (cf. Marquer 1987).

Une évolution des conditions métamorphiques depuis l'amphibolite faciès vers le faciès schistes verts au cours de la déformation progressive s'est probablement produite de façon plus ou moins poussée à l'échelle régionale. Ainsi, l'essentiel des paragenèses magmatiques apparaît stable dans beaucoup de zones mylonitiques du granite de Fibbia décrites plus loin en détail. Cependant, des cristallisations synschisteuses de type rétro-morphique (biotite verte, albite, mica blanc, épidote) peuvent s'y observer localement.

EN conclusion à cette analyse cinématique, la déformation progressive de la région du col du Gotthard peut être décrite par deux étapes successives, toutes deux associées à un raccourcissement régional subméridien : (1) développement généralisé de structures à vergence nord, auquel s'associe l'établissement de conditions métamorphiques du faciès amphibolite, et (2), développement de structures de type rétrochevauchement, localisé à l'interface sud entre granite et encaissant, et associé à l'établissement de conditions rétro-morphiques dans le faciès schistes verts (Marquer et Gapais.1985).

VII.2. ASPECTS MACROSCOPIQUES DE LA MYLONITISATION

La Figure 85 montre une séquence typique de déformation croissante telle qu'on peut l'observer à travers les zones de cisaillement dans le granite de Fibbia.

Le caractère le plus remarquable est que le contraste de ductilité entre feldspath et quartz apparaît faible dès les stades précoces de la déformation. Dès les stades orthogneissiques, seuls certains phénocristaux de feldspath potassique apparaissent relativement rigides.

Marquer (1987) a étudié les relations entre l'intensité de la déformation finie et le pourcentage de matrice (fraction fine) présent dans la roche. La relation observée pour le granite de Fibbia (Fig. 86) est comparable à celle observée pour la granodiorite du Grimsel (massif de l'Aar, Fig. 68). Ce résultat est intéressant en lui-même : il souligne qu'indépendamment des mécanismes physiques actifs, la fraction mylonitique peut être utilisée comme estimation de l'intensité de la

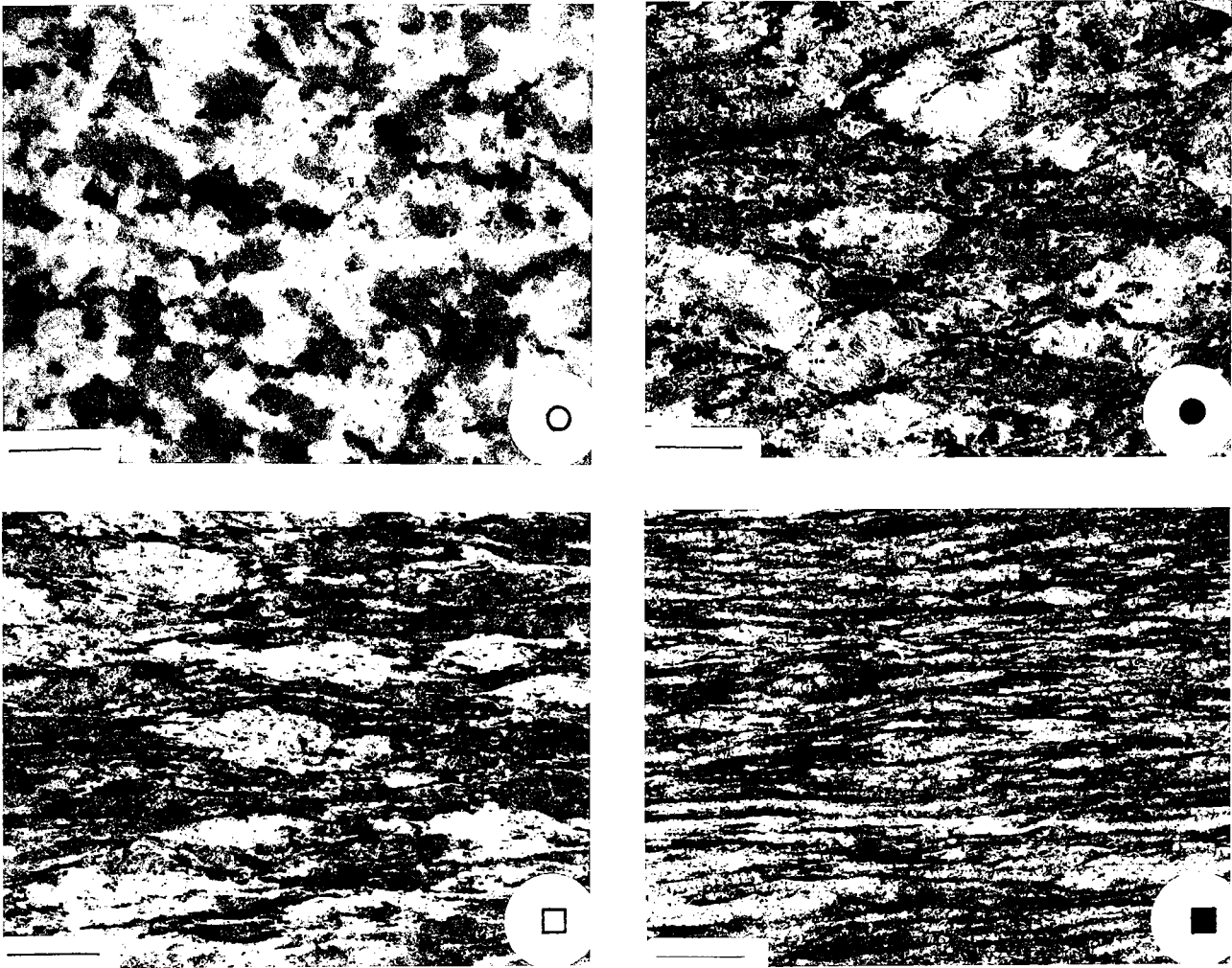


Fig.85 - Aspects macroscopiques de la déformation croissante du granite de Fibbia et relation observée entre pourcentage de matrice fine et intensité de déformation finie $\bar{\epsilon}_s$. Echelles des photos, 1 cm ; d'après Marquer 1986.

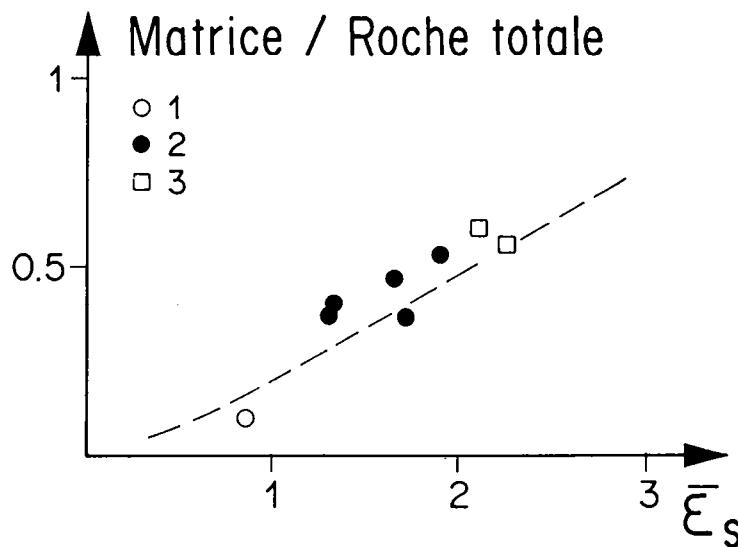


Fig.86 - Relations entre macrostructures (pourcentage de matrice mesuré sur macroéchantillons) et intensité de déformation finie (ϵ) dans le granite de Fibbia. 1, roche peu déformée ; 2, orthogneiss ; 3, mylonites ; d'après Marquer 1987.

déformation finie.

VII.3. MICROSTRUCTURES

VII.3.1. Quartz

Le quartz est caractérisé par (1) une taille de grain variable et relativement grande (en moyenne 200 microns) (Fig. 88a), (2) une recristallisation complète dès les premiers stades de l'orthogneissification (Fig. 87), (3) des structures en rubans polycristallins dont le développement reste relativement modéré (Fig. 87), et (4) des orientations préférentielles de réseau très peu développées. Ces dernières n'apparaissent pas clairement par la simple observation au microscope optique et n'ont pas été étudiées en détail.

La variabilité de la taille du grain (entre 50 et 650 microns) s'accompagne d'indices d'activité de recristallisation par migration des joints (Fig. 87) : sous-structures internes peu développées, joints lobés et irréguliers, points triples relativement rares (cf. Drury et al. 1985). Le maintien d'une assez grande taille moyenne du grain (Fig. 88a) suggère un état de contrainte modéré (Twiss 1977, White 1979), compatible avec une température de fluage relativement élevée (cf. Nicolas et Poirier 1976).

Le développement modéré des rubans de quartz est associé à une caractéristique microstructurale majeure : dès les premiers stades de l'orthogneissification, les agrégats de quartz magmatiques homogènes apparaissent localement moulés par la matrice fine, riche en feldspath et en mica, et affectée par une schistosité bien développée (Fig. 87). Dans les mylonites, ces agrégats peuvent former des domaines relictuels parfois globuleux plus résistants et moins déformés que la phase feldspathique recristallisée (Fig. 87).

VII.3.2. Feldspaths

La texture des roches décrites ici ne montre pas d'importantes modifications minéralogiques tardives par rapport aux conditions amphibolites du métamorphisme régional synschisteux. Le plagioclase magmatique, de type oligoclase, reste stable dans les ultramylonites. Seule une néogénèse de phengites aux dépens des phénocristaux de feldspath potassique peut éventuellement être observée. Elle reste alors très modérée et très localisée au voisinage immédiat des phénocristaux.

Un caractère majeur s'associe à cette stabilité des phases minérales : la déformation n'est pas accompagnée de modifications géochimiques à l'échelle de l'échantillon (Marquer 1987) ; les

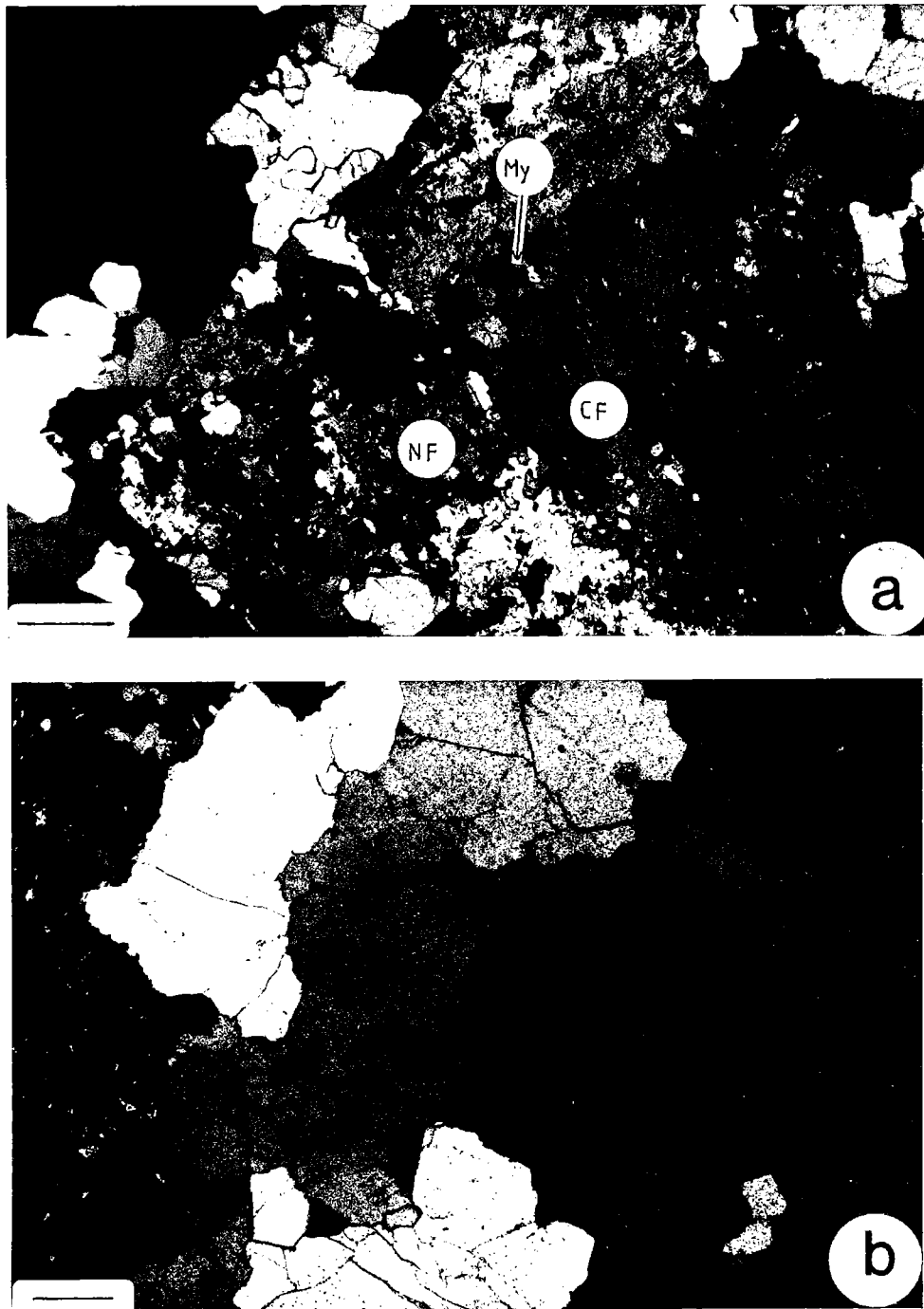
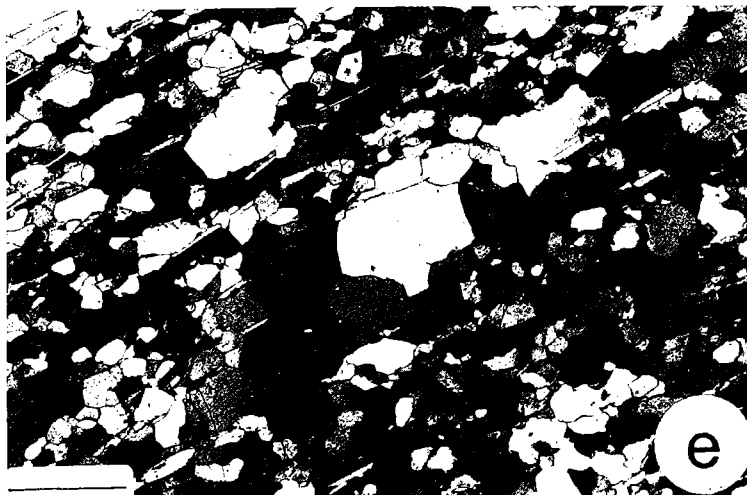
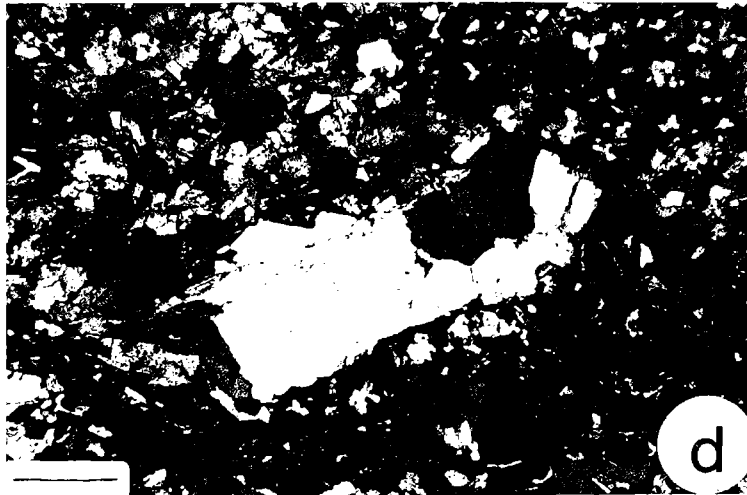
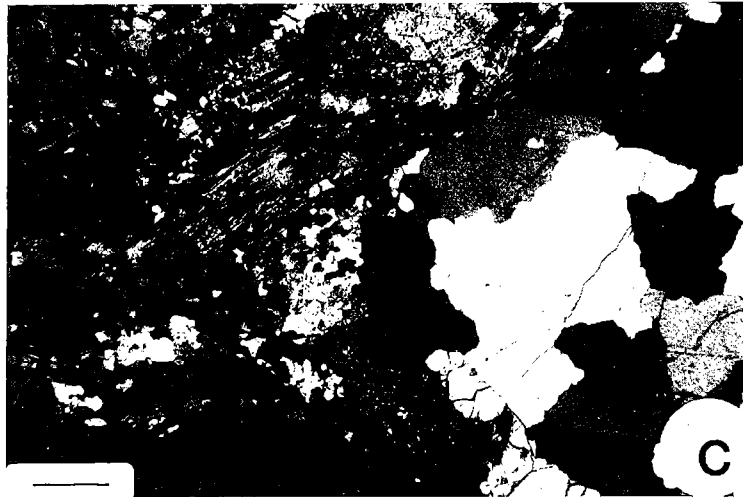
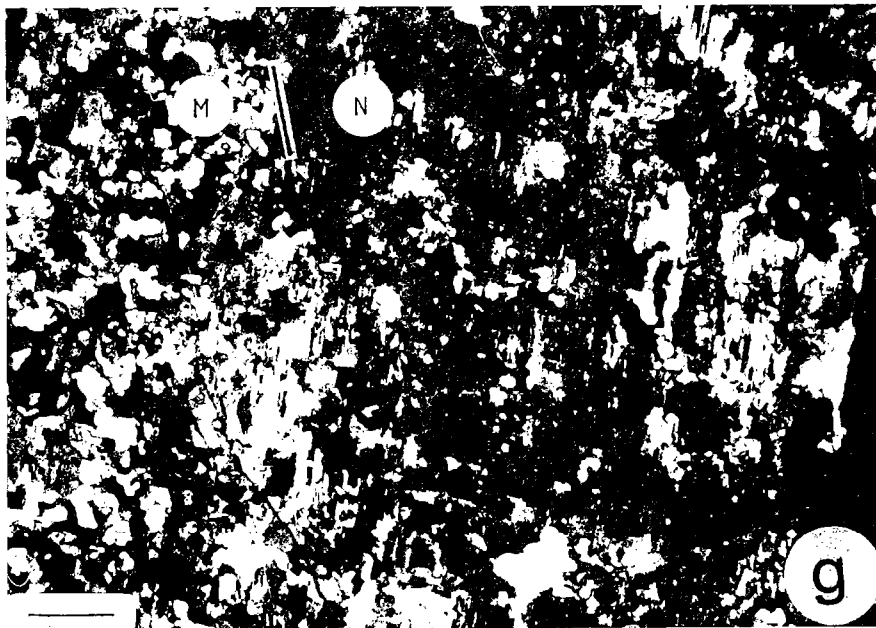
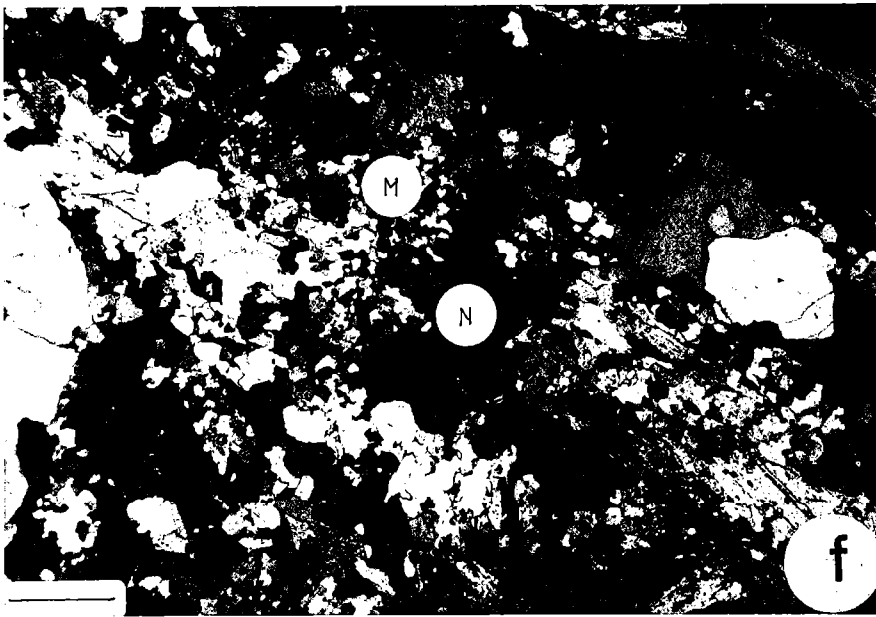


Fig.87 - Aspects microstructuraux de la déformation du granite de Fiazza. (a) aspect général du granite peu déformé. Les feldspaths sont déjà recrystallisés, montrant une bordure de néoblastes (NF) avec des structures myrmékitiques (My) et un coeur clastique (CF) ; échelle 0.5 mm. (b) aspect lobé des joints de grains dans un agrégat de quartz, indiquant l'activité de la recrystallisation par migration ; échelle, 0.25 mm. (c), (d), (e), aspect des agrégats de quartz relictuels dans les orthogneiss (c), les mylonites (d) et les ultramylonites (e) ; les agrégats sont parfois nettement contournés par la schistosité (c) et apparaissent relativement rigides (d) par rapport à la matrice à feldspaths, quartz, et micas recrystallisés ; échelles, 0.5 mm (c, d) et 1 mm (e). (f), (g) structures en noyau-manteau (N-M) des feldspaths dans les orthogneiss ; échelles, 0.5 mm (f) et 0.25 mm (g).





transferts de matière ne dépassent pas l'échelle du grain ou de quelques grains. Un témoin typique de l'existence de tels transferts et de leur caractère très local est le développement de structures myrmékitiques dans les zones les plus déformées, en bordure des phénocristaux et le long des bandes de cisaillement (Fig. 87). L'aspect de ces structures myrmékitiques est similaire à celui décrit par Simpson (1982, 1985) dans des roches granitiques déformées dans des conditions du faciès épidote-amphibolite ou plus élevées.

Un autre caractère majeur de la mylonitisation est le très fort degré de recristallisation de la phase feldspathique. Seuls, certains phénocristaux de feldspath potassique peuvent être préservés dans les mylonites. Les échantillons les moins déformés observés (Fig. 87a et 85a) montrent déjà des plagioclases avec un début de développement de structures de type noyau-manteau (White 1975, 1977), avec un coeur clastique et une périphérie recristallisée et localement myrmékitique (Fig. 87). La proportion recristallisée augmente graduellement avec l'intensité de déformation totale de la roche (Fig. 87). Ceci s'exprime clairement dans les résultats de comptages linéaires effectués en lames minces dans un gradient de déformation du granite de Fibbia (série d'échantillons GC2, Marquer 1986) : la proportion de clastes (Fig. 89), la taille moyenne des clastes (Fig. 88), et le nombre de clastes par mm de roche (Fig. 90a) diminuent conjointement au cours de la déformation. Parallèlement, le nombre de microfractures intragranulaires observées reste faible, puis s'annule dans les ultramylonites (Fig. 90b). La taille moyenne des néoblastes varie peu en fonction de l'intensité de la déformation. Elle est légèrement supérieure à 100 microns et reste toujours sensiblement inférieure à celle du quartz (Fig. 88a), un caractère qui semble très général dans les mylonites granitiques (Simpson 1985).

Ces caractéristiques structurales, très différentes de celles observées dans le cas de l'Aar (cf. Fig. 76, 77, 78) soulignent la très grande ductilité de la phase feldspathique, avec une contribution mineure de la fracturation dès les premiers stades de la déformation. Lorsque l'on différencie feldspaths potassiques et plagioclases, l'allure des courbes taille moyenne des clastes /déformation semble indiquer une résistance sensiblement plus grande du feldspath potassique dont la taille moyenne varie peu lors de l'orthogneissification (Fig. 88b).

Des observations comparables ont été faites dans un faciès granodioritique affleurant plus à l'Est sur la bordure sud du massif du Gotthard (Medelser granite, nord du Luckmanier pass, Fig. 79) (Marquer 1986). Comme pour le granite de Fibbia, les gradients de déformation se marquent par une grande ductilité de la phase feldspathique. Les quartz magmatiques sont relativement rigides et forment des reliques plus ou moins globulaires (Voll 1976) (Fig. 91). Les clastes feldspathiques sont peu nombreux (Fig. 92) et de petite taille. Leur proportion relative et leur nombre diminuent faiblement en fonction de la déformation croissante (Fig. 92). Parallèlement, le champ de déformation finie est moins hétérogène que dans l'Aar ou même que dans la zone du col du Gotthard. Il est caractérisé par des zones de cisaillement mylonitique affectant du matériel orthogneissique dans lequel les domaines

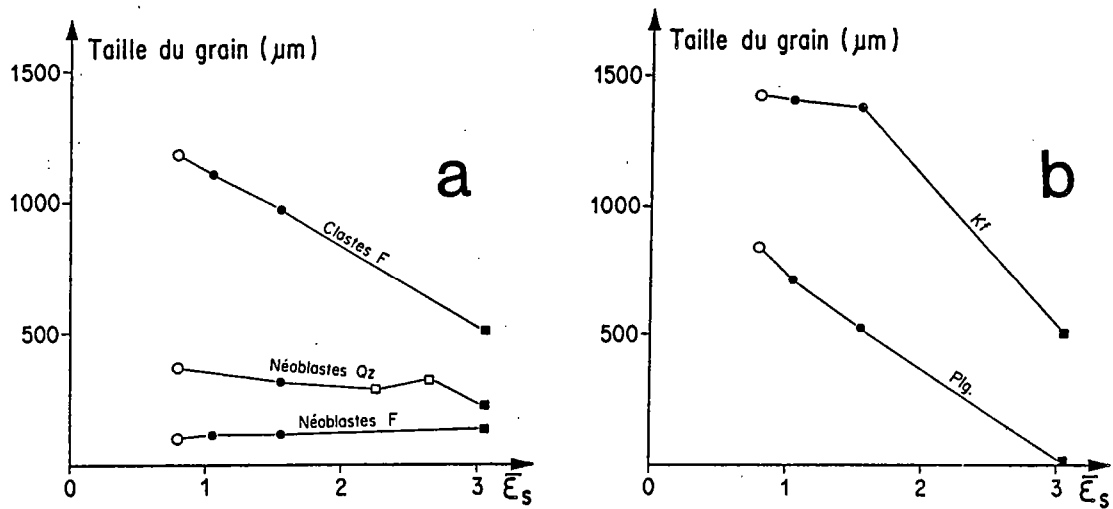


Fig.88 - Allure des profils taille moyenne de grain-intensité de déformation finie dans le granite de Fibbia. (a), Moyennes sur l'ensemble de la phase feldspathique (clastes F et néoblastes F) et sur les néoblastes de quartz (Qz). (b) moyennes séparées pour les clastes potassiques (Kf) et plagioclasiques (Plg). Voir texte pour commentaires.

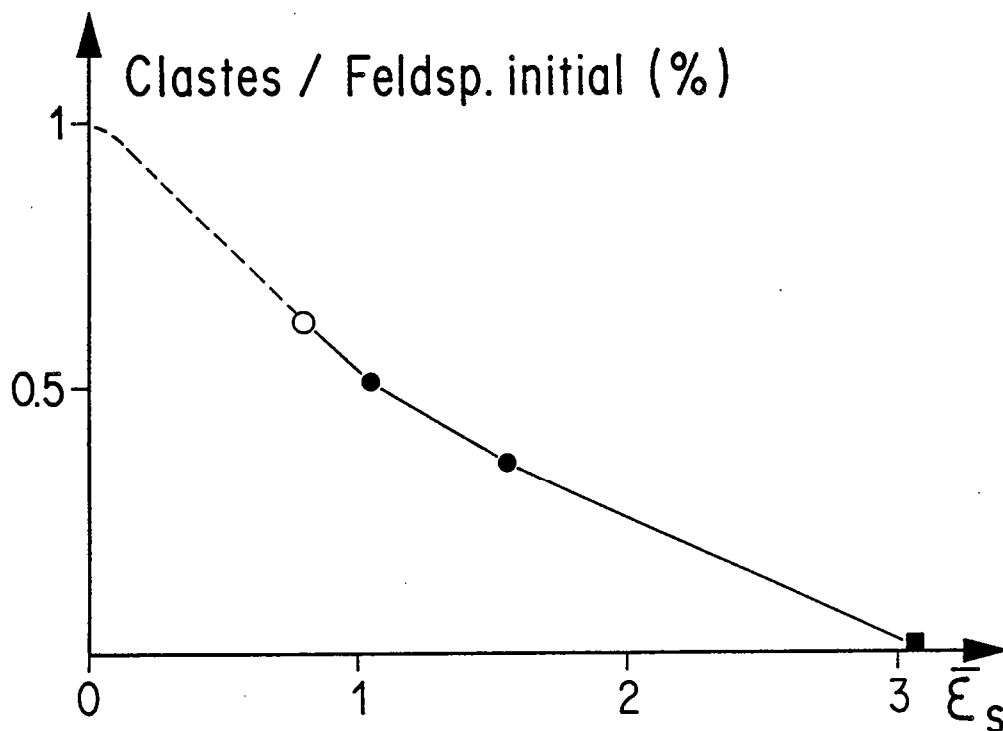


Fig.89 - Proportion de clastes feldspathiques par rapport à la quantité totale de feldspath en fonction de la déformation croissante dans le granite de Fibbia. Voir texte pour commentaires.

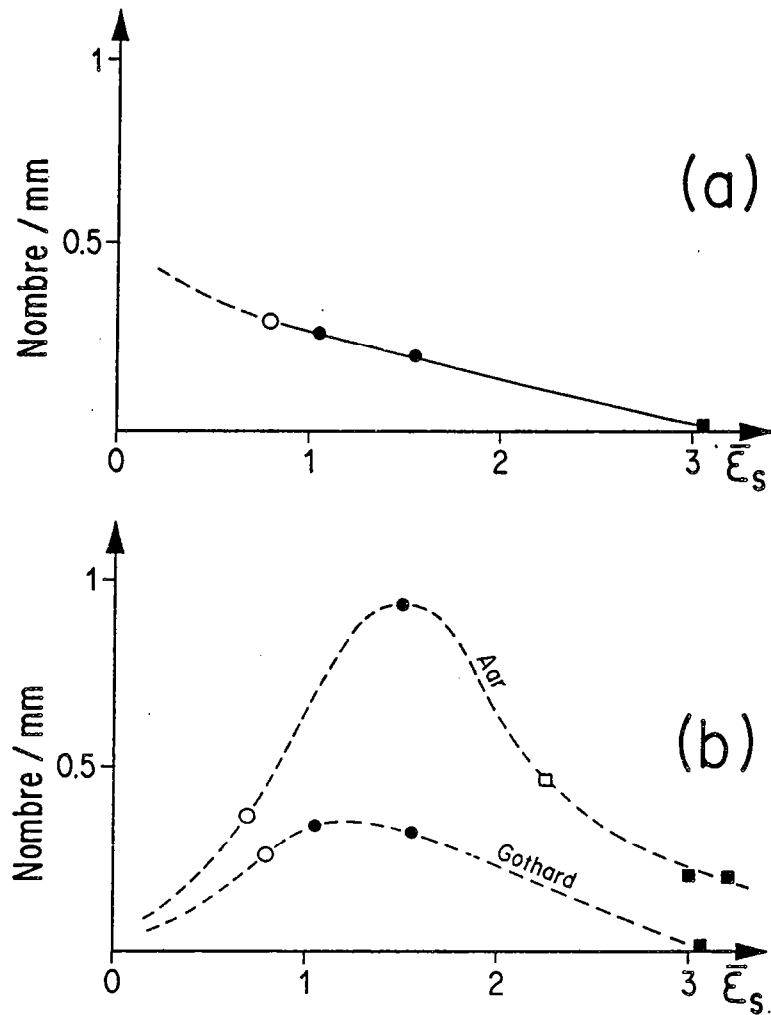


Fig.90 - Variations du nombre de clastes feldspathiques (a) et de microfractures intragranulaires (b) (a, par unité de longueur de roche, et b, par unité de longueur de claste) en fonction de la déformation croissante dans le granite de Fibbia. A titre comparatif, le profil observé pour les microfractures dans la granodiorite du Grimsel (massif de l'Aar) est indiqué en (b). Voir texte pour commentaires.

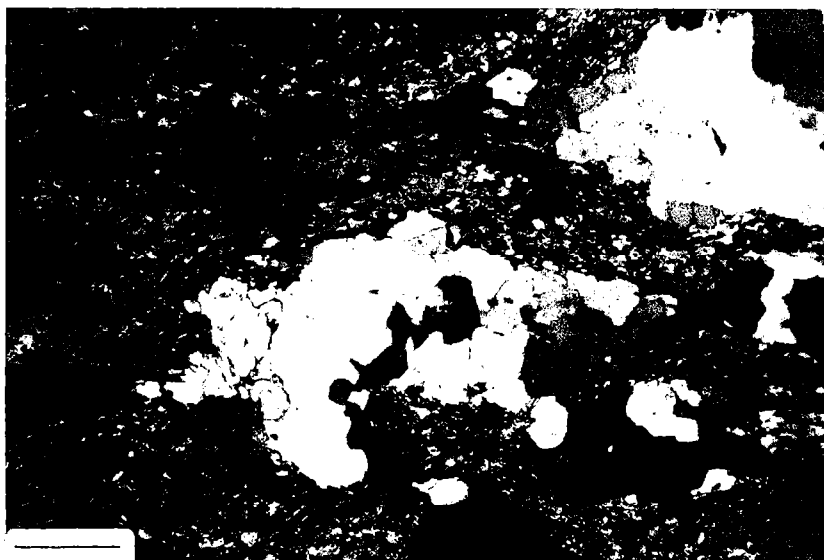


Fig.91 - Aspect relictuel et peu déformé des agrégats de quartz magmatique dans une mylonite d'un faciès granodioritique du sud du massif du Gotthard (région du col de Lukmanier, L.P. Fig. 79). La matrice fine contourant les quartz est essentiellement formée de feldspaths, biotites et épidotes ; échelles, 0.5 mm.

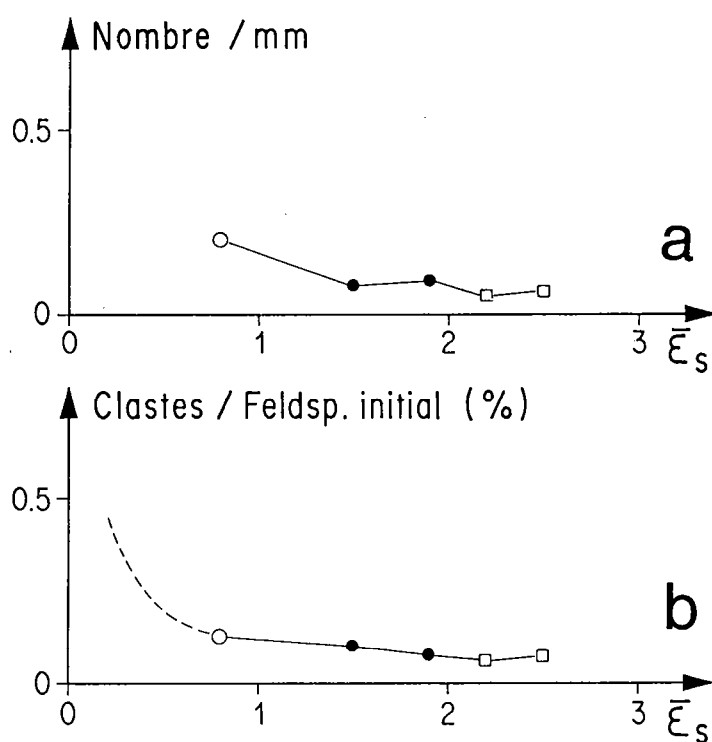


Fig.92 - Variations du nombre de clastes feldspathiques (a) (par unité de longueur de roche) et de la proportion clastique par rapport à la quantité totale de feldspath (b) en fonction de la déformation croissante dans un faciès granodioritique du massif du Gotthard, au sud du Val Medel (nord L. P., Fig. 79) (Fig. 91). Voir texte pour commentaires.

préservés à structure subisotrope sont très rares (Voll 1976).

VII.4. CONCLUSIONS

Ces observations très générales effectuées dans le massif du Gotthard permettent de souligner des caractères structuraux majeurs, certains déjà classiquement reconnus (Voll 1976, Simpson 1985), et qui révèlent la grande ductilité des socles granitiques déformés en faciès amphibolite :

- 1- Les champs de déformation, tout en présentant des perturbations importantes (zones de cisaillement mylonitiques), sont moins hétérogènes qu'en faciès schistes-verts. Ils sont en particulier souvent caractérisés par une faible proportion de domaines isotropes préservés et par de larges volumes orthogneissiques relativement homogènes : par rapport à des conditions thermiques ou à un degré d'hydratation moins élevé, la roche est globalement moins instable, et la déformation moins localisée.
- 2- La phase feldspathique recristallise facilement. C'est en particulier le cas des plagioclases, dont la composition généralement de type oligoclase est stable en amphibolite faciès. Cette forte déformabilité des feldspaths s'exprime par un faible contraste de ductilité par rapport au quartz, ce dernier pouvant même apparaître le plus résistant pour des quantités de déformation élevées.
- 3- La recristallisation par migration des joints est un facteur structurant dominant dans le quartz.
- 4- Les transferts de matière paraissent tendre à se limiter à l'échelle du grain ou de l'échantillon, en liaison avec le caractère stable des associations minérales. La formation de myrmékites synschisteuses révèle l'importance des interactions à cette échelle.

Ces différents points, qui apparaissent comme les plus révélateurs du comportement rhéologique des roches granitiques étudiées, sont discutés en détail dans le chapitre suivant.

VIII - DISCUSSION ET CONCLUSIONS

Les chapitres précédents ne peuvent bien sûr donner qu'un aperçu de la grande variété de structures et de microstructures observables dans les granites prétectoniques en fonction des paramètres cinématiques (histoire de la déformation) et mécaniques (structure initiale, composition, pression, histoire thermique, phase fluide, vitesse de déformation) influant sur la déformation. Les observations effectuées permettent cependant de dégager les principales questions liées au comportement des socles granitiques et d'y apporter certains éléments de réponse. Ces questions, qui sont des thèmes majeurs dont l'étude mérite d'être poursuivie, sont discutées dans ce chapitre.

VIII.1. MICROSTRUCTURES ET HISTOIRE METAMORPHIQUE

Les études expérimentales ou de terrain concernant les relations entre microstructures et conditions métamorphiques sont très nombreuses, en particulier depuis que l'intérêt des travaux développés en métallurgie a été clairement perçu par les géologues (cf. Voll 1960, Hobbs et al. 1976, Nicolas et Poirier 1976). Les interprétations possibles sont cependant restées purement qualitatives pour de nombreuses raisons parmi lesquelles on peut principalement évoquer (1) la complexité des interactions entre les divers facteurs thermomécaniques impliqués, (2) les difficultés d'extrapolation de résultats expérimentaux ponctuels au cas des déformations naturelles, (3) les problèmes de représentativité d'observations très locales par microscopie électronique vis à vis des facteurs qui contrôlent la déformation à plus grande échelle, et (4) le caractère souvent complexe, mal connu, et parfois négligé, des implications générales de la tectonique à grande échelle sur l'histoire métamorphique locale (chemins P, T, t). Dans les roches quartzo-feldspathiques, certaines transitions microstructurales, discutées ci-dessous, définissent néanmoins des repères thermiques relativement fiables, parfois associés à des transitions remarquables au niveau des structures macroscopiques.

VIII.1.1. Quartz

L'ensemble des données disponibles sur le quartz souligne que ses textures sont essentiellement dépendantes de la température, des caractères de la phase fluide (abondance, teneur en eau), et de la contrainte (ou de la vitesse de déformation) (cf. White 1976, Nicolas et Poirier 1976). Un diagramme très schématique et qualitatif tentant de relier mécanismes de déformation, température, et activité de l'eau dans la phase fluide est présenté sur la Figure 93. Conçu à titre de base de réflexion, ce diagramme commenté ci-dessous tente de prendre en compte l'essentiel des observations microscopiques très générales faites dans les roches granitiques en les replaçant par rapport à quelques réactions majeures de déstabilisation des feldspaths (tracées ici pour une pression de 4 Kb).

Dans le quartz, il est bien établi que les conditions thermiques influent (1) sur la nature des systèmes de glissement intracristallins dominants (Lister 1981, Lister et Dornsiepen 1982), et (2) sur les textures de recristallisation (taille du grain, processus de recristallisation) (e. g. Voll 1960, Hobbs et al. 1976, Nicolas et Poirier 1976, Voll 1976, White 1976, Bouchez et Pécher 1981, Gapais 1979, Gapais et

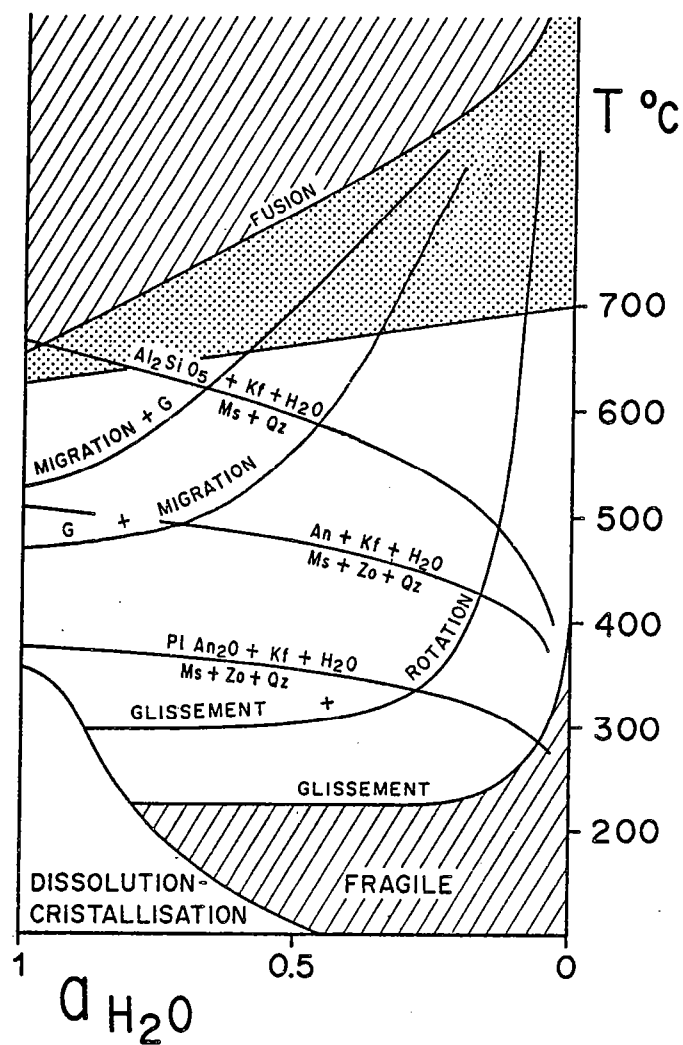


Fig.93 - Carte schématique montrant l'allure probable des champs de mécanismes de déformation et de recristallisation du quartz dans un espace Température-activité de l'eau. En blanc, champ des glissements <a>, en points, champ d'activation des glissements <c>. Les réactions de déstabilisation des feldspaths indiquées sont tracées pour une pression de 4 Kb (d'après Koons et Thompson 1985).

Le Corre 1981, Drury et al. 1985, Simpson 1985).

En ce qui concerne les systèmes de glissement, seule la transition glissements $\langle a \rangle$ - glissements $\langle c \rangle$ semble constituer un repère thermique relativement précis, bien que l'influence d'autres paramètres, en particulier phase fluide, contrainte et pression, soit mal cernée (cf. Lister et Dornsiepen 1982). Toutes les observations, expérimentales (Blacic 1975) ou de terrain (Lister et Dornsiepen 1982, Schmid et al. 1981, Gapais et Barbarin 1986, Blumenfeld et al. 1986) convergent pour indiquer que les glissements $\langle c \rangle$ peuvent être activés au dessus de 600°C, dans les conditions de l'amphibolite faciès de haut degré ou du granulite faciès (Behr 1980). Pour ce qui est des autres systèmes de glissement, le faciès schistes verts de bas degré (autour de 350°C) semble correspondre aux conditions thermiques minimales d'activation du glissement prismatique (10 $\bar{1}$ 0) $\langle a \rangle$, seul le glissement basal semblant être activé à basse température (cf. Tullis et al. 1973, Wilson 1973, Hobbs et al. 1976, Nicolas et Poirier 1976, Gapais 1979, Lister et Paterson 1979, Bouchez et Pécher 1981). Cependant, l'activité du seul glissement basal ne permet pas, dans le cas général, d'accommoder une déformation importante (Lister et al. 1978, Etchecopar 1984, Gapais et Cobbold 1987, Etchecopar et Vasseur 1987) : l'hétérogénéité de la déformation d'un grain à l'autre est très forte et la basse température ne permet pas d'accommoder ces hétérogénéités par recristallisation ; d'autres mécanismes (dissolution, fracturation) doivent alors intervenir. Ainsi, mis à part le très haut grade où les glissements $\langle c \rangle$ sont activés, les conditions thermiques pour lesquelles les glissements intracristallins peuvent accommoder l'essentiel de la déformation du quartz sont toutes caractérisées par la combinaison de différents systèmes de direction $\langle a \rangle$ (basal, rhomboédres, prismes) (cf. Bouchez et Pécher 1981).

Les textures de recristallisation constituent clairement un paramètre plus sensible aux conditions métamorphiques, et en particulier à la température et au degré d'hydratation (eau intragranulaire et intersticielle) (cf. Voll 1976). Elles se caractérisent en particulier par la taille du grain, la nature des processus impliqués (rotation-migration) et les relations entre degré de recristallisation et intensité de déformation totale.

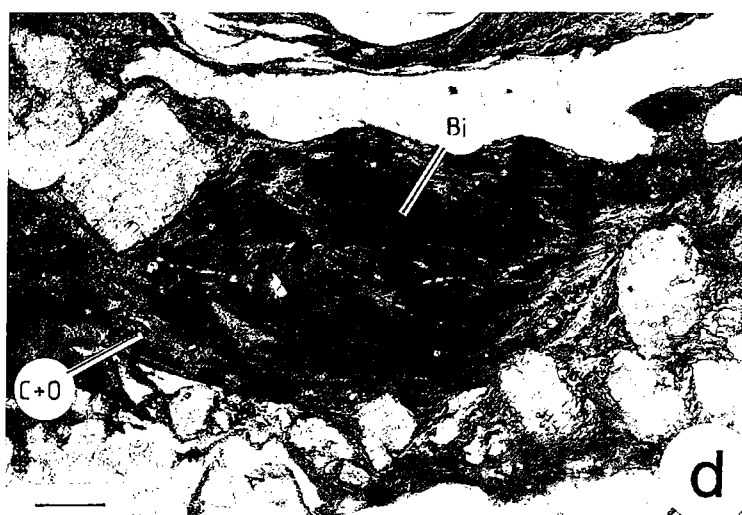
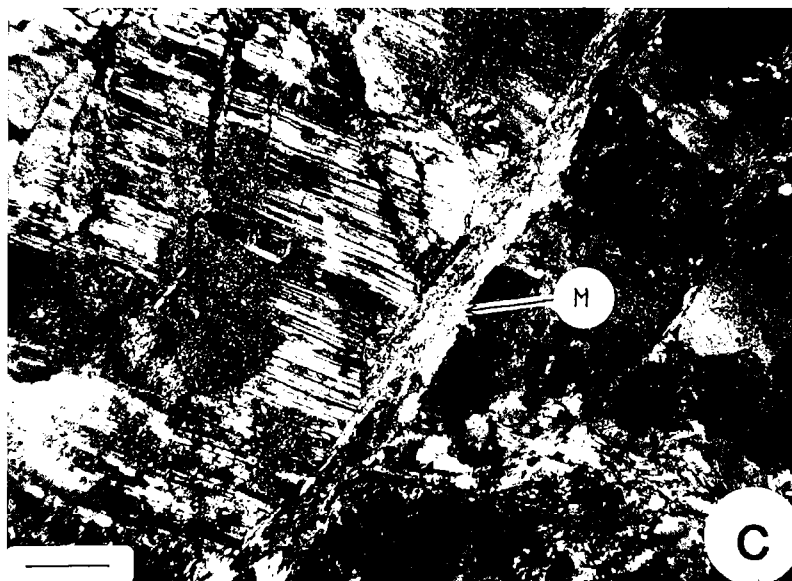
En fonction de la température croissante, la recristallisation implique successivement les processus de rotation de sous-grains, puis une contribution croissante des processus de migration de joints, jusqu'à donner des structures de type croissance exagérée caractéristiques de très hauts degrés métamorphiques (cf. Wilson 1973, Hobbs et al. 1976, Bouchez 1977, Bouchez et Pécher 1981). Fondamentalement, la recristallisation dynamique apparaît comme un processus d'accommodation de différences de déformation (déformation interne et rotations rigides) entre grains voisins, permettant le maintien d'une déformation continue et relativement homogène à l'échelle du polycristal, soit par rotations des plans réticulaires en bordure des grains (formation de sous-grains et recristallisation par rotation), soit par migration des joints (Cobbold et al. 1984, Means et Jessel 1987, Gapais et Cobbold 1987). Pour différents analogues polycristallins, la migration de joints reste un processus d'accommodation lent à température modérée et ne devient dominante que pour des températures

élevées (Guillopé et Poirier 1979, Means 1981, Tungatt et Humphreys 1981, Wilson 1981, Drury et al. 1985, Urai 1986), supérieures à $0.6 - 0.8 \times T_m$ (cf. Tungatt et Humphreys 1981). Toutes les observations reportées précédemment soulignent qu'en milieu hydraté, et indépendamment de l'histoire thermique (prograde, ch. VI et VII, ou rétrograde, ch. II et IV), les effets de la recristallisation par migration se marquent dans les microstructures pour des conditions thermiques du faciès amphibolite (autour de 550°C) (Simpson 1985) et deviennent très importants pour des conditions subsolidus (ch. II). La comparaison entre les granites de l'Aar et du Gotthard illustre en outre le fait que l'augmentation du degré de recristallisation des quartz magmatiques en fonction de l'intensité de la déformation croissante est accentuée par l'augmentation de la température : ainsi que le soulignent certains résultats expérimentaux (Tungatt et Humphreys 1981), la transition rotation-migration semble marquée par une augmentation des vitesses de recristallisation.

Les relations microstructures-conditions thermiques sont bien sûr fortement dépendantes de la phase fluide, et en particulier de sa teneur en eau dont les effets adoucissant ont été largement étudiés et argumentés (cf. Nicolas et Poirier 1976). Déformées expérimentalement, seules les roches granitiques hydratées présentent un comportement purement ductile (Tullis et Yund 1980). L'effet de l'eau sur la déformation des roches granitiques est particulièrement bien illustré par les observations microstructurales effectuées par différents auteurs au niveau de la transition faciès granulite-faciès amphibolite (Bell et Etheridge 1976, Behr 1980, Lister et Dornsiepen 1982). Dans les granulites du massif de Bohême ($T^\circ \gg 600^\circ\text{C}$), Behr (1980) observe que du glissement de direction $\langle c \rangle$ (voir également Lister et Dornsiepen 1982) coexiste avec des microstructures qui reflètent une recristallisation dynamique très modérée, limitée aux joints de grains et probablement associée à la rotation de sous-grains. L'augmentation de la teneur en eau de la phase fluide, lors de la transition granulite-amphibolite, s'accompagne d'une activité croissante de la migration des joints, avec recristallisation complète du quartz et développement de rubans. Cet effet de l'eau est également sensible pour des conditions métamorphiques moins sévères. C'est en particulier le cas des granites syntectoniques dans lesquels la déformation se poursuit en conditions rétrogrades, après la mise en place du pluton et de son cortège filonien (e. g. Vauchez 1987). Un exemple typique des microstructures observées est donné en Figure 94. Outre sa forte localisation macroscopique dans des zones mylonitiques étroites où la taille du grain est très réduite, la déformation se marque en particulier par (1) un comportement très fragile de la phase feldspathique, et (2) une très forte déformation du quartz par glissements intracristallins avec formation de rubans dans lesquels la recristallisation, de type rotation, produit une faible quantité de néoblastes de très petite taille et localisés aux joints de grains. Ces caractères sont associés à (1) une rétromorphose partielle des feldspaths potassiques qui, même dans les roches très déformées, se limite à la néogénèse de micas aux joints de grains et le long des fractures, et (2) une rétromorphose partielle des biotites en chlorites qui s'associe à la formation d'amas de minéraux opaques suggérant une migration du fer très limitée. L'ensemble de ces caractères structuraux indique une faible activité de l'eau qui (1) limite les réactions rétromorphiques, (2) limite les transferts de matière en solution, (3) limite les processus de recristallisation, et (4) accentue la rigidité



Fig.94 - Exemple de microstructures probablement associées à une déformation relativement tardive (B. T.) et sous une activité de l'eau modérée dans une mylonite de granite syntectonique (Massif de l'Hermitage, Massif Central) (Echantillon B. Barbarin ; cf. Barbarin 1983). (a) aspect général de la roche; on note la très forte déformation du quartz (Q) et le comportement fragile des feldspaths (F) ; échelles, 0.5 mm. (b) détail de la structure des quartz en rubans, montrant une forte déformation interne (pliages, extinctions onduleuses), une forte orientation préférentielle de réseaux (glissements $\langle a \rangle$), et une recristallisation, en très petits néoblastes, limitée à la périphérie des grains ; échelle, 0.25 mm. (c) fracturation et destabilisation partielle (micas blancs, M) localisée dans un phénocristal plagioclasique ; échelle, 0.25 mm. (d) destabilisation partielle d'une biotite (Bi) en une association chlorite + opaques (C + O) ; les transferts d'ions (fer) dans une phase fluide mobile sont restés très limités ; échelle, 0.25 mm.



des feldspaths, et donc la rigidité globale de la roche (déformation à contrainte élevée, comme le suggère la petite taille des néoblastes de quartz).

VIII.1.2. **Feldspaths**

Pour des échantillons où l'intensité de la déformation est identique et modérée, les feldspaths (plagioclases surtout) des granites de l'Aar et du Gothard ont un comportement différent, surtout fragile avec peu de recristallisation dans le premier, et très ductile avec une forte recristallisation dans le second. Ceci souligne que les relations entre degré de recristallisation et déformation changent aux environs de 500°C, ce qui s'exprime par une nette diminution du contraste de ductilité entre feldspath et quartz dans les faciès orthogneissiques (Fig. 95) et doit correspondre à une transition rhéologique majeure (Fig. 96)(A VIII). Cette transition, déjà remarquée par certains auteurs à partir d'observations identiques à celles utilisées ici (e. g. Voll 1976, Hanmer 1982, Simpson 1985), correspond grossièrement au domaine de transition schistes verts - amphibolite. A haut grade métamorphique, l'absence de contraste de ductilité entre feldspath et quartz peut conférer un aspect spectaculaire aux mylonites granitiques, marqué par le développement d'alternances de rubans totalement recristallisés et à travers lesquels la déformation est homogène (Fig. 97).

Les causes d'une augmentation des vitesses de recristallisation des feldspaths par rapport aux vitesses de déformation globales aux environs de 500-550°C en milieu hydraté et à moyenne pression restent difficiles à préciser car les paramètres a priori susceptibles d'intervenir sont nombreux (composition, activité de l'eau, vitesse de déformation, chemin T°-t). Dans le cadre d'une histoire thermique prograde, peut-être peut-on invoquer deux facteurs possibles : un changement de degré d'ordre du réseau pouvant être accompagné d'une déformation intragranulaire favorisant la recristallisation ; un accroissement des vitesses de diffusion, permettant le rééquilibrage chimique du feldspath et sa recristallisation poussée pour une déformation totale faible. Dans le cadre de mécanismes contrôlés par les vitesses de diffusion (ou de réaction) la diminution de la taille du grain qui accompagne la recristallisation peut rendre compte de la diminution du contraste de ductilité observé entre phase feldspathique et quartz (cf. Fig. 95). Ce dernier caractère suggère également que l'énergie d'activation puisse être plus élevée pour le feldspath que pour le quartz. Les données expérimentales actuellement disponibles (cf. Gandais et Willaime 1984, Montardi et Mainprice sous presse) semblent aller dans ce sens.

Outre les conditions métamorphiques synschisteuses moyennes, l'histoire thermique apparaît déterminante (Fig. 96) lorsque l'on compare granites prétectoniques et plutons syntectoniques. Ces derniers, lorsqu'ils sont mis en place dans la croûte superficielle, sont caractérisés par le fait que le quartz est toujours plus ductile que les agrégats feldspathiques qui sont les seuls à persister dans un état relativement peu déformé dans les mylonites (pas de gneiss mylonitiques oeilés à agrégats de quartz globulaires). Ceci est à relier à la combinaison de deux facteurs : (1) une déformation localisée dès la mise en place à haute température dans une phase quartzo-feldspathique

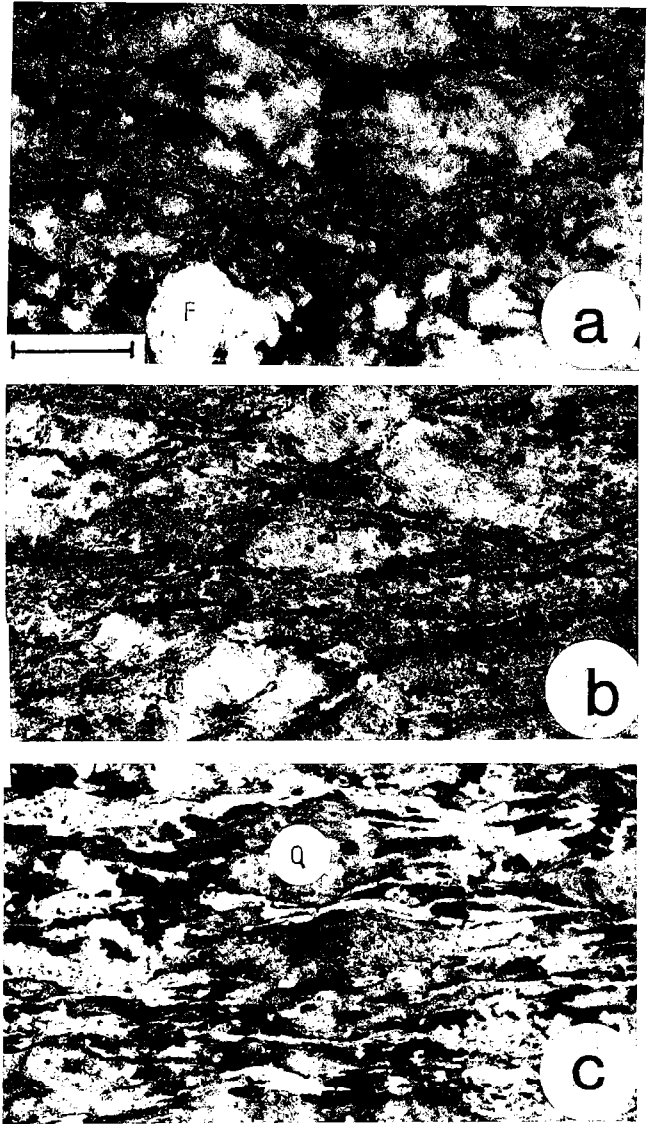
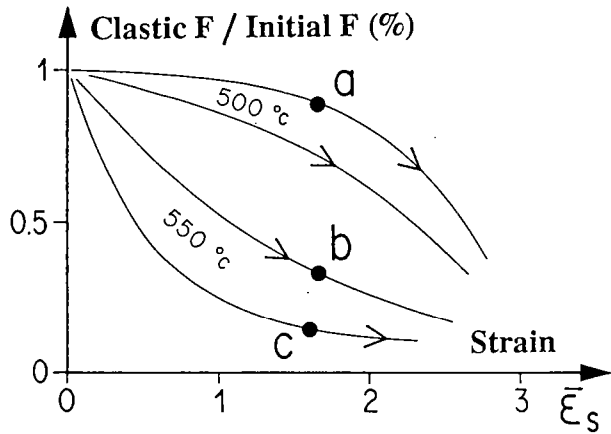


Fig.95 - Schéma général des effets des conditions thermiques sur l'évolution de la fraction feldspathique recrystallisée et la transition fragile-ductile dans la phase feldspathique en fonction de la déformation totale dans les roches granitiques prétektoniques ; courbes a, le feldspath reste fragile durant l'orthogneissification, (intensité de déformation modérée) puis devient ductile et recrystallise lors de la mylonitisation ; courbes b, la phase feldspathique a un comportement essentiellement ductile dès les premiers stades de la déformation. Les photos a, b, c, illustrent l'effet des conditions thermiques sur le comportement relatif Feldspath-quartz dans trois échantillons montrant la même déformation totale (a, massif de l'Aar ; b, granite de Fibbia ; c, faciès granodiotitique du massif du Gotthard, région du col de Lukmanier) ; (a), clastes feldspathiques (F) ; (b) déformation relativement homogène ; (c) persistance des quartz magmatiques à l'état de clastes (Q) dans une matrice feldspathique recrystallisée. Echelle, 1 cm.

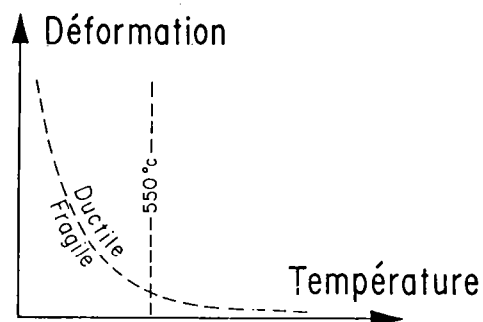


Fig.96 - Aspect schématique des relations entre comportement global de la phase feldspathique dans un espace déformation-température. Des conditions thermiques voisines de 500-550°C marquent un domaine transitoire semifragile-ductile.

abondante, fine, chimiquement stable et très ductile, ce qui permet la préservation des phénocristaux feldspathiques, et (2) une décroissance thermique et une déshydratation rapides.

VIII.2. TRANSITIONS FRAGILE/DUCTILE - CHAMPS DE DEFORMATION ET HISTOIRE METAMORPHIQUE

Dans les granites prétektoniques, le changement du comportement des feldspaths en fonction de la température croissante peut être directement relié aux caractéristiques macroscopiques de la déformation :

- En faciès schistes verts ou de plus bas degré (Mitra 1978, 1983), les granites sont mécaniquement très instables. Les champs de déformation observés sont alors très hétérogènes, définis par des champs de failles ductiles très localisées et séparant des domaines de granite isotrope.
- En faciès amphibolite ou de plus haut degré, les granites humides sont relativement stables. La déformation peut y être très homogène, tant qu'une remobilisation partielle (fusion locale) ne permet pas la propagation de très fortes instabilités.

Les remarques précédentes suggèrent que cette transition correspond à un abaissement relativement brutal du seuil de plasticité globale du granite plutôt qu'à une variation très progressive de sa ductilité (Fig. 96). Dans l'exemple des massifs de l'Aar et du Gotthard, les granites peu déformés peuvent en fait être grossièrement comparés à un mélange ductile-fragile dans des proportions inférieures à 35% en dessous de 500°C (Aar) et supérieures à 60% (quartz + plagioclase) au dessus de 500°C (Gotthard). Par analogie avec un mélange de particules rigides dans une matrice fluide, ceci suggère une diminution brutale de la viscosité relative roche totale / quartz (cf. Arzi 1978). Un fait très général plaide en faveur d'une transition rhéologique majeure dans la croûte granitique aux environs de la transition schistes verts-amphibolite : non seulement la déformation en faciès amphibolite peut être continue à toute échelle et nettement moins hétérogène qu'en faciès schistes-verts, mais elle est aussi fréquemment de type aplatissement dans les zones gneissiques profondes affectées par une tectonique tangentielle. Une telle déformation impose une composante d'écoulement radial subhorizontal dont le moteur peut raisonnablement être attribué aux contraintes gravitaires. Cette hypothèse permet d'envisager que les roches quartzo-feldspathiques hydratées puissent avoir un comportement quasi-newtonien pour l'ordre de grandeur des vitesses de déformation des zones orogéniques de haute température.

Il est clair que les caractéristiques du champ de déformation finie (degré d'hétérogénéité de la déformation ductile, présence ou absence de discontinuités) et des variations microstructurales observées à travers les zones de cisaillement dépendent fortement de l'histoire P, T, t subie par la roche au cours de sa déformation progressive et ne peuvent pas être décrites complètement en simples

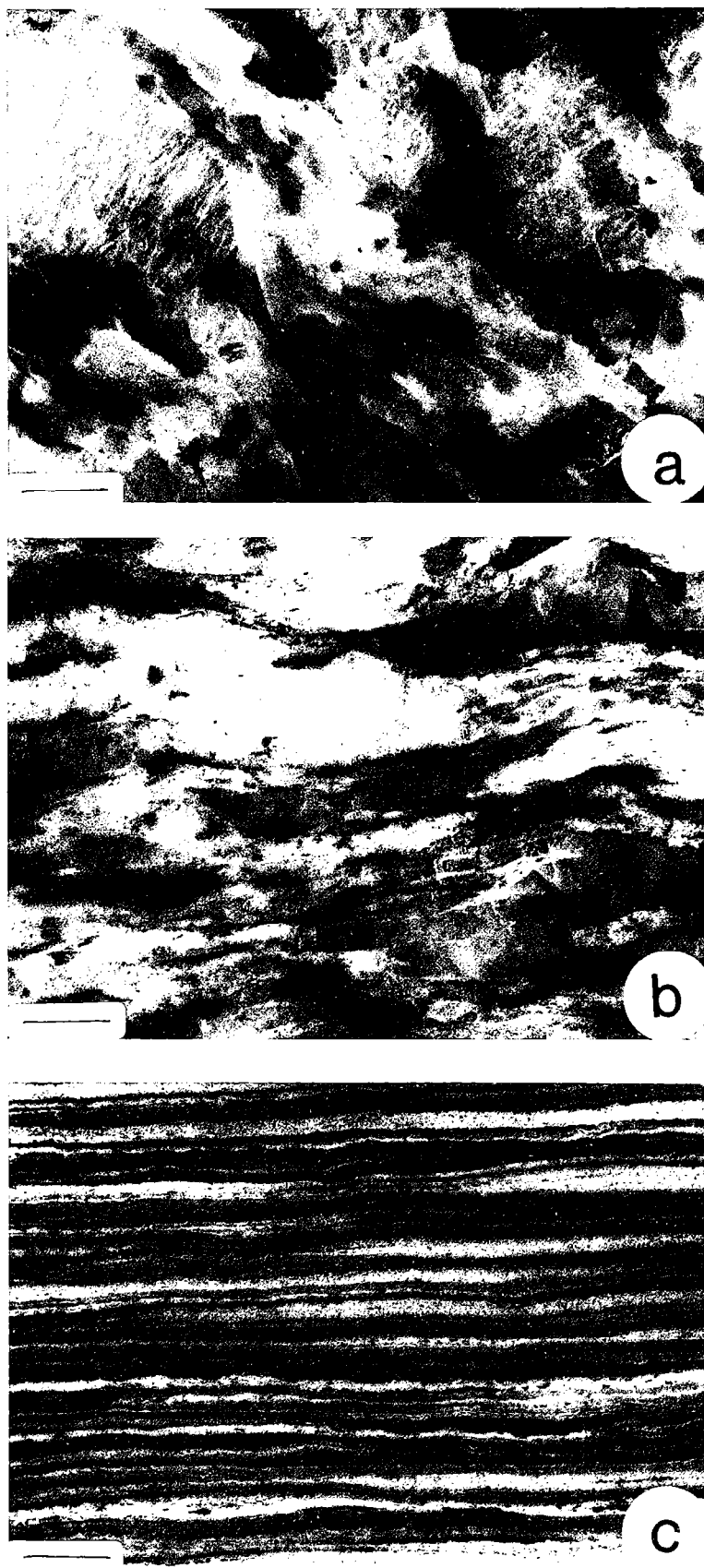


Fig.97 - Exemple de mylonitisation H. T. conduisant à la formation d'une alternance de rubans de feldspath et de quartz montrant un très faible contraste de ductilité. Cet exemple est pris au niveau d'un chevauchement crustal majeur avec fusion partielle (hercynien de Pologne, échantillonnage P.Choukroune). Echelle, 1 cm.

termes de faciès métamorphique. Comparer l'histoire de la déformation progressive, la nature des instabilités mécaniques et chimiques activées, ainsi que les mécanismes de déformation et les microstructures observées dans les roches granitiques par rapport à des chemins P, T, t bien contraints est possible. Une telle étude devrait permettre une approche quantitative des propriétés rhéologiques des granites et de leurs variations à travers les zones orogéniques.

A VIII-1

Shear structures within deformed granites : mechanical and thermal indicators

Denis Gapais

Laboratoire de Tectonique, Campus de Beaulieu, 35042 Rennes Cedex, France

ABSTRACT

Granitic rocks are here described as mixtures of weak and more resistant fractions whose proportions vary with strain and temperature and control some macroscopic characteristics of shear structures produced during deformation. Three main structural fields are distinguished on a strain/temperature diagram: (1) discrete shear zones anastomosed around low-strain domains, (2) microscale associations of pervasive foliation and ductile shear bands (e.g. C-S structures), and (3) "steady state" homogeneous foliations. We outline the following: a sharp drop in bulk strength is expected to occur around 500 °C within wet granites; the widespread occurrence of pervasive ductile shear bands is diagnostic of retrograde deformation histories, as especially encountered within syntectonic plutons; and most prograde deformation histories, as expected during reworking of pre-tectonic basement, should produce heterogeneous strain patterns associated with discrete shear zones.

INTRODUCTION

Under most crustal pressure-temperature conditions, solid-state deformation of granitic rocks results in heterogeneous strain patterns, large strains being concentrated within arrays of shear zones. Factors that control the distribution of shear zones are both mechanical (deformation softening) and kinematic (see Cobbold and Gapais, 1987). Thus, preferred orientations of shear surfaces and shear directions constitute reliable kinematic indicators (Gapais et al., 1987). On the other hand, other geometric features, such as size and spacing of shear zones, appear to be strongly variable from one granitic body to another. Contrasting patterns are, e.g. macroscale shear surfaces anastomosed around low-strain domains (Mittra, 1979; Ramsay and Allison, 1979; Simpson, 1982; Choukroune and Gapais, 1983; Gapais et al., 1987), and closely spaced shear bands which can constitute a pervasive structure from sample scale up to outcrop or even massif scales (e.g. C-S granites from the South Armorican shear zone, Berthé et al., 1979a, 1979b; Jegouzo, 1980). These two types of pattern illustrate the range in scales of active shear instabilities than can occur across the transitory regime of softening rheology between brittle regime and stable ductile flow. Arguments used in this paper emphasize that shear structures within deformed granites can be used as indicators of syn-deformational thermal history.

SEMI-BRITTLE-DUCTILE TRANSITION IN GRANITIC ROCKS

Deformation Mechanisms

The transition between greenschist and epidote-amphibolite facies is classically recognized as a major microstructural transition within orthogneisses (see Voll, 1976). The most remarkable changes are in the feldspars. They can be summarized as follows (for further details, see Mittra, 1978, 1984; Simpson, 1985; Gapais, 1987).

Up to greenschists facies conditions, feldspars show brittle deformation accompanied by a strong reduction in grain size. In situations of high water activity, grain refinement results in (1) a change from

brittle to ductile deformation accommodated by diffusion and solution transfers, and (2) breaking down of feldspars to quartz and very weak fine-grained retrogressive assemblages of white micas, epidote and albite. These two combined processes result in a strong softening of the whole rock (see White et al., 1986). Across individual shear zones, softening is generally revealed by remarkably sharp transitions between low-strain orthogneisses (where the granitic texture is largely preserved) and ultramylonites (Fig. 1a).

Within the temperature range of the epidote-amphibolite and amphibolite facies, most feldspars are ductile. Extensive dynamic recrystallization produces mylonites of granitic composition with a homogeneous texture. Grain boundary migration and local reactions leading to myrmekite development attest to important diffusion processes at grain scale. The overall decrease in grain size due to recrystallization can contribute to strain softening within shear zones. However, field evidence suggests that strain localization is generally less pronounced than at lower temperatures. In particular, large strains can be relatively uniformly distributed throughout large volumes of rock, shear zones can be relatively broad zones of homogeneous medium-grained granite mylonite (the length/width ratio of individual shear zones can be relatively small), and strain increase across shear zones is gradual (Fig. 1b).

Areas where strains can be estimated across deformation zones are convenient for illustrating the above transition in more detail. Four typical examples are shown in Figure 2: specimen from the Grimsel granite and from the Gotthard Massif (central Swiss Alps, a, b and c in Fig. 2) were deformed at about 450-500 and 500-550 °C, respectively (see Frey et al., 1980; and Marquer, 1987, for reviews of thermal indicators); the Cniecznik granite (Hercynian Bohemian Massif, Poland, d in Fig. 2) was deformed under conditions of the upper amphibolite facies (Dumicz, 1979).

Feldspars from the Grimsel granite show a sharp transition with increasing strain. In the first stages of deformation, brittle processes are revealed by an increase in the number of clastic grains (Fig. 2a); this increase tends to remain inversely proportional to the decrease in average grain size. Consequently, the bulk amount of clastic feldspars remains nearly constant (Fig. 2a), close to the initial magmatic content (65 %). At high strains, the clastic fraction decreases drastically (Fig. 2a). Feldspars are replaced by quartz, albite, epidote, and white mica assemblages (Marquer, 1987). Comparable transitions at large strains have been reported for granites mylonitized under very low grade to medium greenschist facies conditions (Mittra, 1978, 1984).

In contrast, dynamic recrystallization results in a rapid decrease of the relict feldspar fraction for temperatures above 500°C (Figs. 2, b, c, d).

Results above emphasize the following features (Fig. 2).

1. A major mechanical change occurs for thermal conditions around the greenschist-epidote amphibolite facies transition. At sample scale, it is marked by a jump in the amount of strain required to produce a large amount of weak ductile recrystallized matrix. For example, at least 50 % of the total feldspar is incorporated in the matrix for a bulk strain intensity s of about 0.8 in the high- T regime (in a uniaxial situation, such a strain would imply about 45% shortening). For the same strain in the low- T regime, the entire feldspathic phase remains clastic. However, as a significant amount of ductile fraction (quartz) is initially present, grain fracturing does not result in catastrophic failure and continuity is maintained across strain gradients at aggregate scale: the rock has a semibrittle behaviour (see White and White, 1983).

2. This switch in deformation mechanisms has a drastic effect on microstructures: in the low- T regime, relict grains consist of feldspars (Fig. 2a); in the high- T regime, the ductility contrast between feldspar and quartz becomes negligible, as shown by their comparable elliptical

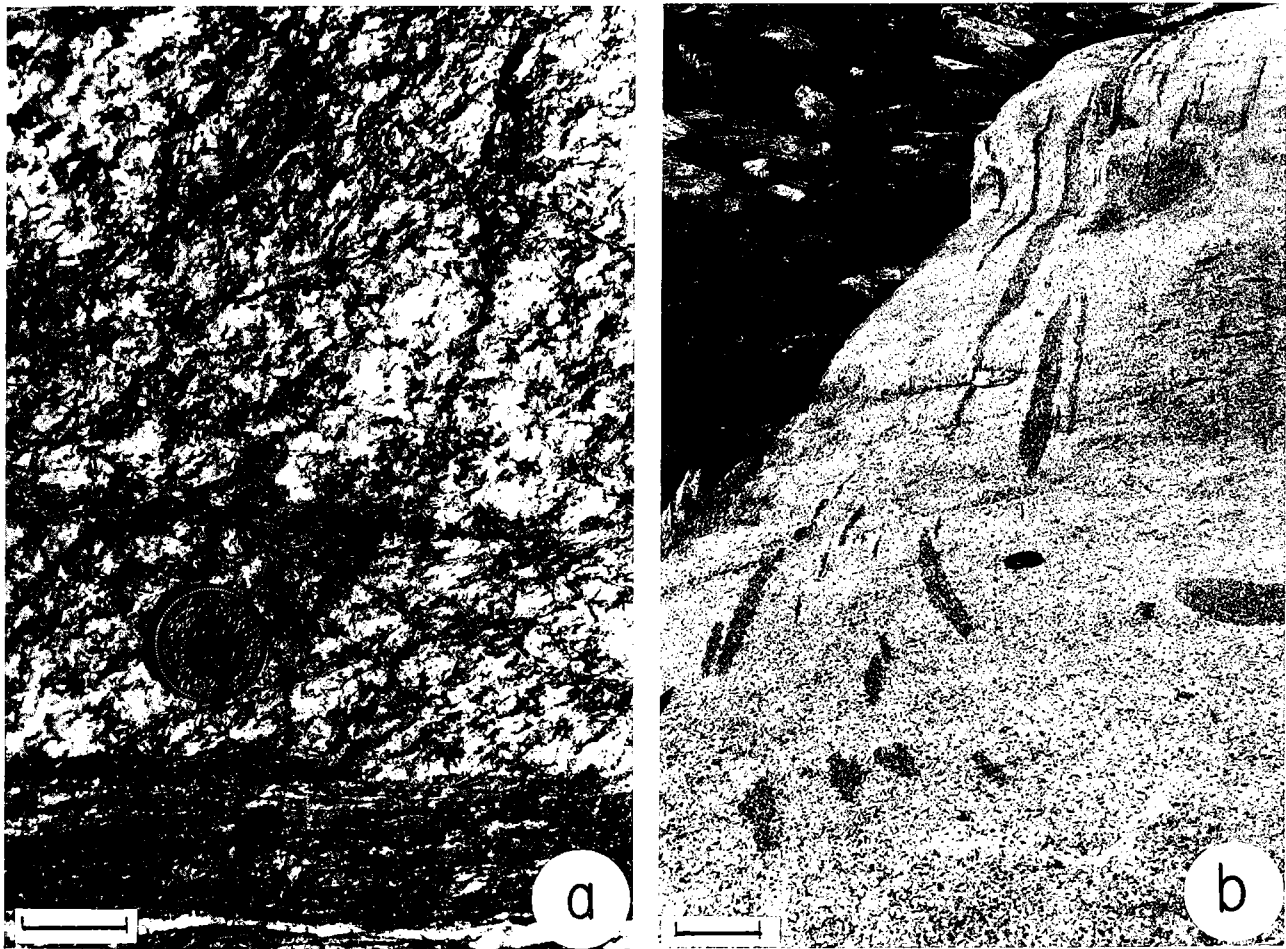


Figure 1. Examples of contrasting shear zones according to thermal conditions. a: Aar Granite (Northern Aar massif, central Alps), 400-450 °C (Marquer, 1987). b: Maggia Granite (central Alps)(after Ramsay and Allison, 1979), 560°C (Klaper, 1982). Scale bars : a-- 2.5 cm, b --10 cm.

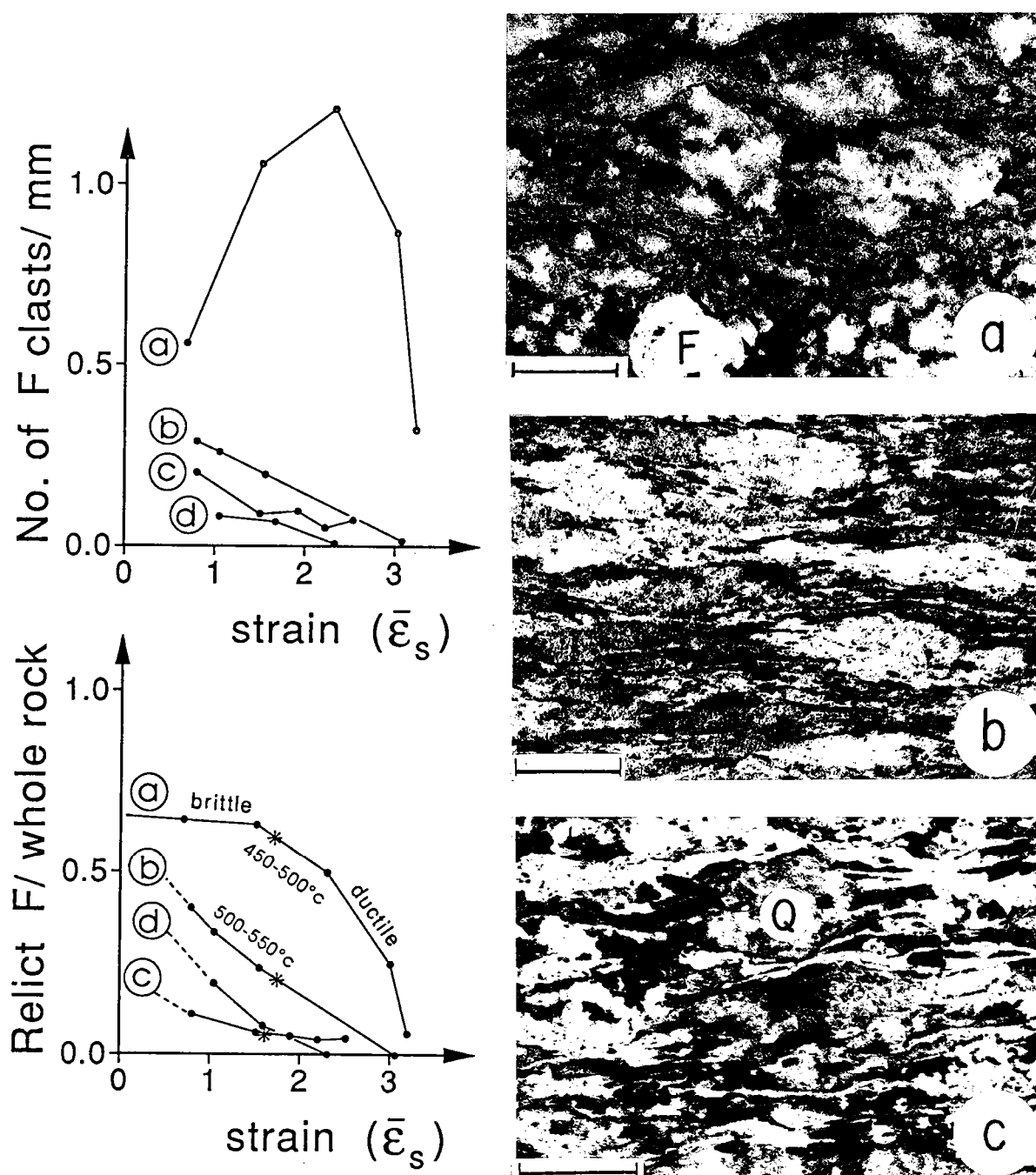


Figure 2. Evolution of clastic feldspar fraction with increasing strain across the semibrittle-ductile transition. a: Grimsel granite (southern Aar Massif, central Alps); b and c: Gotthard Massif (central Alps); (d) Sniecnik granite (Hercynian Bohemia, Poland). Measurements done on samples showing increasing strain states across individual shear zones. Relative amount of relict feldspar fraction and number of clasts estimated by counting on thin sections; bulk strain intensity estimated by using deformed mafic inclusions (a, b, c) or mineral aggregates (d) (further details on data processing in Marquer, 1987 and Gapais, 1987). Strain intensity parameter $\bar{\epsilon}_s = \sqrt{3} [(\epsilon_1 - \epsilon_2)^2 + (\epsilon_2 - \epsilon_3)^2 + (\epsilon_3 - \epsilon_1)^2]^{1/2}$ (Nadai, 1963), where $\epsilon_1, \epsilon_2, \epsilon_3$ are principal logarithmic strains. Photos a, b and c correspond to stars on curves a, b and c, respectively; F and Q are feldspars and quartz aggregates; scale bars = 1 cm.

shapes (Fig. 2b). Furthermore, relict quartz porphyroclasts can be common in mylonites (Fig. 2c).

3. The above transition is very sharp and occurs within a narrow temperature range, around 500 °C for the examples studied which relate to wet environments. A decrease in water activity will displace the semibrittle - ductile transition toward higher temperatures.

Structural Inferences

Three main types of structural patterns are encountered at various scales within deformed granitic rocks: (1) homogeneously foliated domains, (2) discrete shear zones anastomosed around low-strain domains, and (3) penetrative associations of foliation and small-scale shear bands, such as C-S structures (Berthé et al., 1979a). These shear bands have the following general characteristics (Fig. 3). (1) They are fine-grained narrow (mm scale) ductile bands; (2) for a given state of bulk strain, band spacing is relatively regular, largely governed by the average size of the most resistant objects (e.g. feldspar phenocrysts) (Fig. 3c); (3) contribution of bands to the total strain often remains moderate. Their development is accompanied by progressive ductile deformation of the entire aggregate (Fig. 3). In other words, they result from the amplification of relatively weak shear instabilities in an overall ductile regime.

At aggregate scale, and from a purely descriptive point of view, the possibility for such bands to occur as a pervasive array will be governed by the amount of weak material relative to more resistant fractions. For small amounts of weak fraction, the amplification of local shear instabilities requires large straining of the resistant fraction, especially at shear band tips. Special reference can be made to situations where feldspars constitute a continuous resistant frame. For medium amounts of weak fraction, both weak and resistant domains can locally constitute a continuous frame throughout the aggregate. Strain concentration within the weak fraction will be expressed by pervasive shear bands. Finally, for large amounts of weak fraction, resistant domains are isolated and strains can accumulate rather uniformly throughout the ductile matrix. Homogeneous foliations develop in this situation.

Data shown in Figure 2 allow us to define the overall shape of these three main structural domains in a strain/temperature diagram contoured for amounts of weak fraction (Fig. 4). For the sake of consistency, temperature has been restricted to the solid state range 350-700°C where quartz is ductile. Weak fraction contours have strong inflections at the semibrittle-ductile transition. Of course, domain boundaries should not be considered as sharp interfaces. The definition of precise thresholds would require (1) taking into account distribution, sizes or shapes of resistant elements (see review by Van der Molen and Paterson, 1979), and (2) performing an analysis in terms of polyphased aggregate rather than in simple terms of a mixture of two phases with different orders of magnitude of strength. However, deformation experiments on solid bimineralic limestone - halite aggregates (Jordan, 1987) show that onset of ductile shear band development occurs in the weakest phase (halite) when it exceeds 20-25 % of the aggregate, that a minimum of 20% resistant fraction (calcite) is required for shear bands to occur, and that pervasive deformation bands are well expressed for 35% to 55% halite. These results are supported by other sets of experimental data involving two-phase mixtures (e.g. Van der Molen and Paterson, 1979). Naturally deformed granitic rocks further indicate that homogeneous foliations generally show maximum ratios of clastic feldspar to initial feldspar of about 40% and that penetrative shear bands always involve quartz plus a significant amount of deformation products of magmatic feldspars and micas (i.e., the

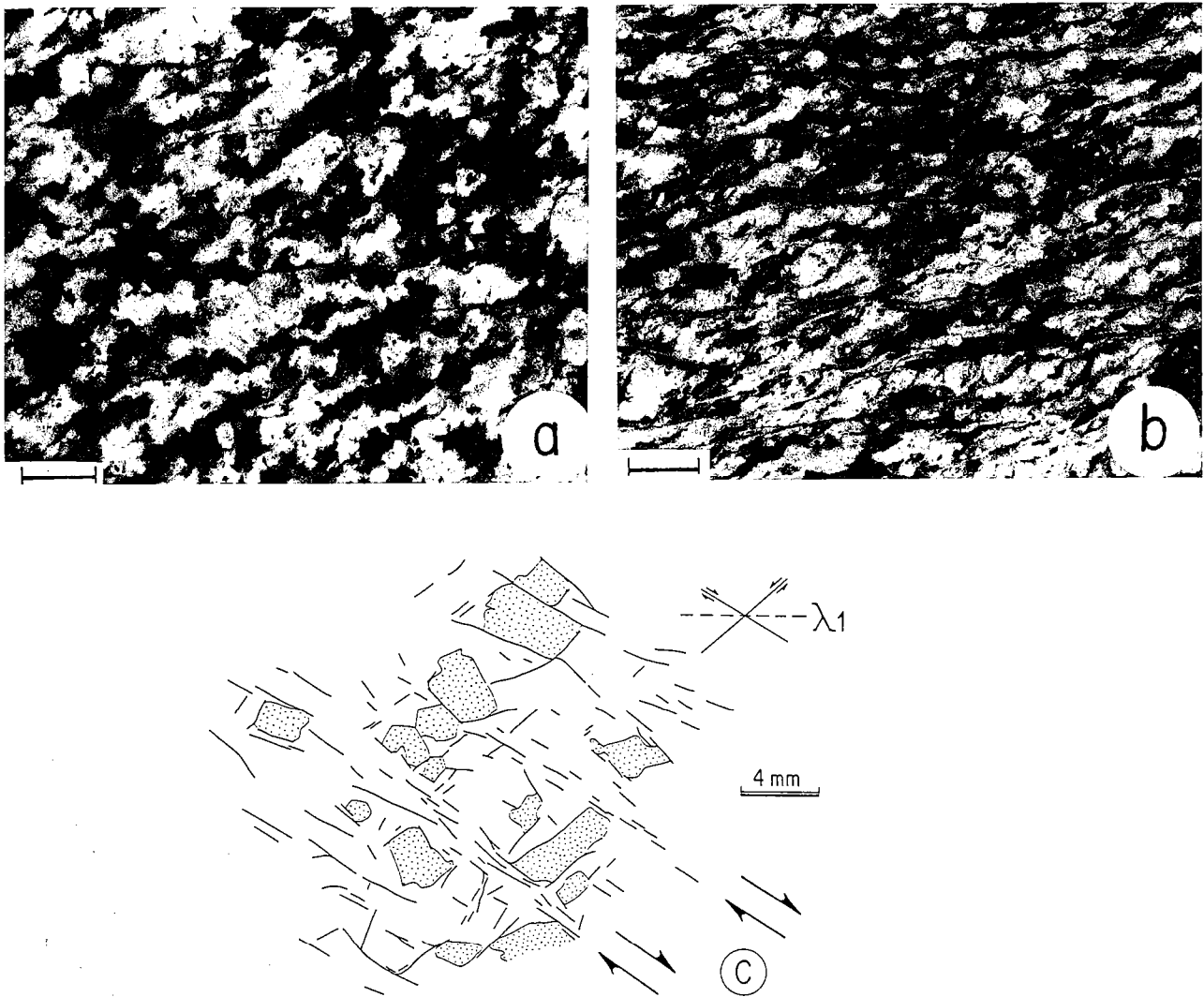


Figure 3. Examples of pervasive ductile shear bands within deformed granites. a and b. Two stages of increasing shear strain within C-S syntectonic granites from South Armorican shear zone, Brittany, France (Berthé et al., 1979a, 1979b); shear band development is accompanied by bulk ductile deformation of domains between bands (decrease in C-S angle); scale bars = 0.5 cm. (c) line drawing showing close relations between resistant feldspar phenocrysts (dotted) and location of conjugate shear bands (heavy lines) in Flamanville syntectonic pluton, Brittany, France.

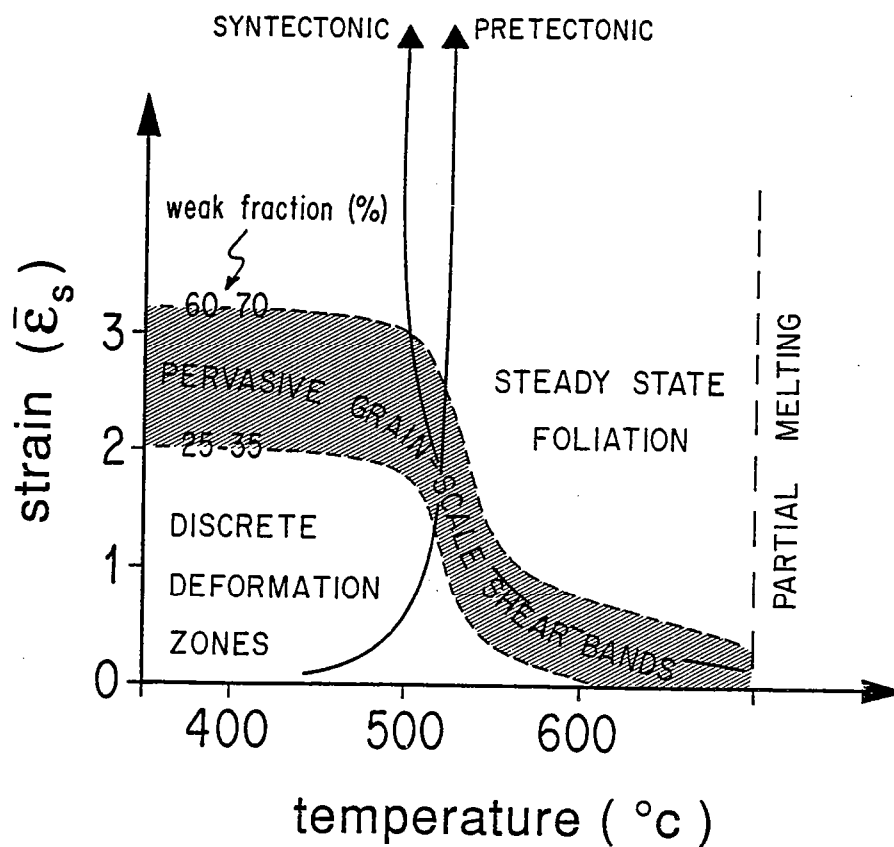


Figure 4. Main structural fields defined by contours of constant amount of weak fraction in strain/temperature diagram. Examples of T strain paths for pretectonic and syntectonic granites are indicated.

actual weak fraction exceeds the 25% quartz commonly observed for granitic or granodioritic rocks). Beyond compositional factors which determine the initial weak fraction before straining, relationships between weak fraction, temperature and strain are expected to depend on water activity and strain rate to an unknown extent. Nevertheless, the overall consistency displayed by various field examples suggests that structural domains defined in Figure 4 should be valid for various wet granitic rocks deformed in the relatively narrow range of common geological strain rates.

GEOLOGICAL RELEVANCE AND IMPLICATIONS

From Figure 4, the following general relationships between structural patterns and syndeformational thermal history can be inferred.

1. Homogeneous penetrative foliations mainly form in the high-T regime. At lower temperatures, they can eventually occur within fine-grained ultramylonites. This inference is not particularly surprising.

2. In the low-T regime, penetrative ductile shear bands should be restricted to high-strain mylonites. In my experience, this is actually so.

3. The only reasonable situation where ductile shear bands can be observed for a large range of bulk strains at sample scale (i.e., from subisotropic granite up to mylonite) is a retrograde thermal history where strains start to accumulate at temperatures above the semibrittle-ductile transition. Clearly, a syntectonic pluton deformed during substantial and relatively rapid cooling (e.g., emplaced at a relatively high crustal level) is a most favorable situation (Fig. 4). As a matter of fact, patterns ranging from pervasive C-S structures across regional strain gradients up to rather homogeneous C-S granite at massif scale have so far only been described for syntectonic plutons. Many examples are found in the Hercynian chain of Western Europe (e.g. Jegouzo, 1980; Iglesias and Choukroune, 1980; Lagarde and Choukroune, 1982; Choukroune et al., 1983). Further examples are Himalayan leucogranite sheets (Burg et al., 1984), and the Bergell Granite, one of the rare syntectonic plutons of the Alps. Many of these granites show a clear correlation between cooling and increase in both strain localization and shear band development: shear bands within low-strain areas often show preserved high-T microstructures, locally attesting to subsolidus conditions (Gapais, 1987), whereas those within mylonites show evidence of synkinematic retrogression (e.g. Gapais and Barbarin, 1986). In these rocks, hardening of the feldspathic phase due to cooling resulted in continuous development of shear bands during progressive deformation (see Fig. 4).

4. In contrast, discrete shear zones anastomosed around low-strain domains should in general be diagnostic of pre-tectonic basement. This is supported by many field examples (e.g. Mitra, 1979; Ramsay and Allison, 1979; Gapais et al., 1987). Some examples from the Alps (e.g. Maggia Granite, Fig. 1b) show maximum thermal conditions above the semibrittle - ductile transition. According to Figure 4, one would infer a prograde deformation history and this is supported by regional tectonics (Merle et al., 1989). The central Alps also provide a good example of synkinematic cooling of pre-tectonic basement. Thus, the Antigorio Granite shows two sets of structures associated with two successive deformation events (Merle et al., 1989): pervasive shear bands developed during retrogression from amphibolite to upper greenschist facies are superimposed on a high amphibolite facies penetrative foliation (O. Merle, 1987, personal commun.).

CONCLUSIONS

Temperatures around 500 °C create a major mechanical interface within wet granitic rocks. At these temperatures, we expect a strong drop in bulk strength which can be critical in terms of crustal mechanics. At outcrop or massif scale, this transition is marked by a change from heterogeneous to rather homogeneous strain patterns. At sample scale, it is marked by a jump in the amount of strain required before deformation proceeds by purely ductile mechanisms. At grain scale, it corresponds to the brittle-ductile transition within feldspars. Their ductility contrast with respect to quartz can become negligible in the amphibolite facies.

Three main structural fields can be separated on a strain/temperature diagram: (1) discrete shear zones anastomosed around low strain domains, (2) penetrative associations of foliation and ductile shear bands, and (3) homogeneous foliations. This diagram shows why and how the syndeformational thermal history of a given granitic body can control the observed structural patterns.

Thus, a typical situation in which pervasive shear bands (e.g. C-S structures) can develop throughout is that of a retrogressive history from high to medium temperature. Syntectonic plutons are best candidates. In contrast, patterns defined by discrete macroscale shear zones are diagnostic of post-emplacement or late-emplacement deformations. Best candidates are here pre-tectonic granites.

CHAMP DE DEFORMATION ET HISTOIRE CINEMATIQUE

Les indicateurs cinématiques peuvent être définis comme les structures et les microstructures dont les caractères géométriques (symétrie, orientations préférentielles) révèlent certains aspects de l'histoire de la déformation de la roche, et en particulier des relations entre déformations et déplacements, à une échelle donnée.

- Bases de l'analyse cinématique

Sur le plan théorique, la notion de déformation d'un élément correspond à la description complète de sa transformation de l'état non déformé à l'état déformé : elle inclue une translation rigide, une rotation rigide, et une déformation pure (strain). Ces deux premiers termes gouvernent les déplacements relatifs à différentes échelles.

A un instant donné, le champ des vitesses de déformation est défini par la somme de deux tenseurs : la vitesse de déformation pure (stretching, rate of strain) et la vitesse de rotation rigide (spin, rate of rigid rotation) (cf. Truesdell & Toupin 1960). L'intensité relative des vitesses de rotation rigide et de déformation pure (kinematic vorticity number, w) est une caractéristique fondamentale de l'écoulement : pour un mouvement instantané en cisaillement simple, $w = 1$; pour un écoulement irrotationnel, $w = 0$. En général, l'histoire d'une déformation est complexe, les relations entre rotation rigide, translation rigide et déformation pure locale pouvant varier au cours du temps. Il est néanmoins intéressant de comparer une déformation observée à des cas idéaux d'écoulements progressifs à w constant ; par rapport à des axes de référence parallèles aux directions d'étirement incrémental, ce sont en particulier le cisaillement simple progressif ($w = 1$) et la déformation coaxiale ($w = 0$). Lorsque w est différent de 0 mais reste constant, l'accumulation des incréments de déformation est noncoaxiale, avec une composante rotationnelle (spin) de sens constant. w est alors une mesure de la noncoaxialité globale de l'écoulement (Means et al. 1980). Cette description mathématique est à la base de l'analyse cinématique telle qu'elle est pratiquée dans les roches déformées car (1) elle permet d'élargir la notion de noncoaxialité à l'échelle de domaines de dimensions quelconques, en termes de relations entre déplacements globaux aux limites et déformation totale, et (2) elle gouverne le choix des indicateurs cinématiques qui, a priori, peuvent avoir enregistré telle ou telle partie de l'histoire de la déformation.

- Les grands types d'indicateurs cinématiques et leur utilité

D'une manière générale, les différents aspects d'une déformation sont enregistrés par différents types d'indicateurs. Ainsi, on peut théoriquement distinguer des structures ou des objets plus ou moins appropriés à l'enregistrement de la déformation pure, de la vorticité, ou encore du cisaillement, bien que la signification précise de certains indicateurs ne soit pas toujours très claire au niveau de l'application géologique.

- Certains indicateurs de déformation pure sont bien connus (par exemple les enclaves, xénolithes, fossiles déformés, les fabriques de forme des grains) et les techniques de mesure de la déformation finie qui leur sont associées ont été largement développées (voir Ramsay & Hubert

1988).

- Parmi les indicateurs de vorticité, les meilleurs sont sans doute les objets résistants, ronds ou équants, qui tournent avec leur matrice tout en ne subissant qu'une déformation interne faible ou nulle. La rotation rigide relative entre objet et matrice peut être enregistrée par des inclusions (e.g. inclusions sigmo ides dans les grenats), les cristallisations en zones abritées ,ou encore les queues recristallisées formées aux dépens de porphyroclastes ou de boudins (Van den Driessche 1986, Passchier & Simpson 1986, Passchier 1987, Van der Driessche et Brun 1987).
- Les indicateurs de cisaillement sont en particulier les surfaces de glissement de toute nature, systèmes de glissement intracristallins, failles, zones de cisaillement, bandes de cisaillement. Prises individuellement, ou à l'échelle locale, l'intérêt de telles structures en termes de déplacements globaux peut bien sûr être très limité. Cependant, les surfaces de glissement montrent souvent une distribution asymétrique et sont souvent distribuées en domaines à l'intérieur desquels une orientation domine ou est même la seule présente. A l'échelle d'un domaine donné, elles peuvent toutes avoir une direction de glissement (ou de cisaillement) commune, comme dans le cas des surfaces C décrites par Berthé et al. 1979 (cf. 1 re partie). Elles définissent alors un système de glissement (ou de cisaillement) unique et leur contribution à l'histoire de la déformation du domaine est un cisaillement simple progressif. Ainsi, ce type de structure est plus qu'un indicateur de cisaillement, il peut correspondre à un mécanisme de cisaillement simple progressif.

Dans cette troisième partie, on précisera ces différents concepts cinématiques en mettant l'accent sur leurs applications aux roches granitiques afin d'en dégager l'intérêt comme marqueurs des déformations finies et des relations entre déformations et déplacements à différentes échelles. Un premier chapitre présente une revue des principaux indicateurs cinématiques. Il n'y sera pas explicitement fait référence aux roches granitiques (  ce sujet, voir par exemple Berthé 1980, Courrioux 1984, Lagarde 1987) car la plupart des indicateurs cinématiques ne sont évidemment pas spécifiques à tel ou tel type de roche. Ce chapitre complète les revues déjà publiées sur le sujet (voir Simpson & Schmid 1983) en mettant l'accent sur la correspondance qui existe entre structures symétriques et déformation coaxiale d'une part et structures asymétriques et déformation noncoaxiales d'autre part ; on souligne ainsi que la symétrie des structures est un indicateur cinématique applicable à toutes échelles. Le deuxième chapitre est spécifiquement consacré aux systèmes de glissement et à l'interprétation cinématique de leurs distributions dans les roches déformées.

IX - CRITERES DE CISAILLEMENT ET SYMETRIE STRUCTURALE -

Au cours des dix dernières années, il est apparu que les meilleurs critères de cisaillement dans les roches ductiles sont les structures asymétriques (zones abritées, fentes de tension, plis, veines, orientations préférentielles de réseau, bandes de cisaillement). A une échelle locale, ceci dérive de la correspondance entre déformation coaxiale et distribution symétrique des lignes d'écoulement d'une part, et déformation non coaxiale et distribution asymétrique des lignes d'écoulement d'autre part. L'application de ce concept de symétrie à divers exemples souligne en particulier que le degré de symétrie d'un champ de structures donné reflète le régime global de la déformation quels que soient la taille et le comportement mécanique du système considéré.

Publié avec l'aimable autorisation de :
Pergamon Journals Ltd.

Shear criteria and structural symmetry

P. CHOUKROUNE, D. GAPAIS and O. MERLE

Centre Armorican d'Etude Structurale des Socles, Université de Rennes 1, 35042 Rennes Cédex, France

(Received 23 June 1986; accepted in revised form 9 February 1987)

Abstract—During the last decade, it has been shown that most relevant shear criteria within ductile rocks are asymmetric structures (e.g. pressure shadows, shear bands, C-S structures, fabrics, tension gashes, folds, veins). The correspondence between coaxial or non-coaxial deformation, and symmetric or asymmetric particle velocity fields, respectively accounts for the use of structural symmetry as an indicator of strain history. The application of this symmetry concept to various field examples emphasizes that: (i) the degree of symmetry of a given structural pattern reflects the bulk strain regime irrespective of the size and the mechanical behaviour of the considered system; and (ii) the strain regime can also be inferred from the order of appearance and dominance of structures which contribute to the total deformation pattern, even where the progressive deformation results in a complex pattern which cannot be directly interpreted.

INTRODUCTION

IN THE PAST, the symmetry concept was essentially used to describe geological structures and preferred orientations within deformed rocks, (Turner & Weiss 1963, Sander 1970). More recently, strain concepts have been investigated (e.g. Flinn 1962, Hsu 1966, Ramsay 1967, Jaeger 1969) and geometric effects of displacement and internal distortion discussed in detail. Between these two approaches, very few studies have been made to address the asymmetry of structural patterns in terms of kinematic analysis (see for instance Oertel 1983). However, Brun & Choukroune (1981) have shown that progressive deformation studies can be made on the scale of the entire (bulk) deformed system.

The most commonly used shear criteria in rocks relate to ductile deformation and are deduced from the geometry of local micro-to-mesoscale deformation features; most of them (fabrics, pressure shadows, shear bands, C-S structures) are qualitative (Berthé *et al.* 1979a & b, Simpson & Schmid 1983). The consistency of these shear criteria may be used to detect and characterize individual shear zones (Coward 1976, Jegouzo 1980, Gapais & Le Corre 1980, White *et al.* 1986).

However, at a larger scale it appears that such individual shear zones actually belong to an array of comparable structures with various attitudes (Ramsay & Allison 1979, Iglesias & Choukroune 1980, Simpson 1982, Choukroune & Gapais 1983, Gapais *et al.* 1987) (Fig. 1). The estimation of the bulk non-coaxiality suffered by such a system becomes a critical question. For example the Hercynian of Central Brittany, which has been shown to be a dextral shear zone (Gapais & Le Corre 1980), is part of a consistent set of crustal-scale shear zones in western Europe (Fig. 1).

These remarks raise the following major questions.

(1) Can we outline a common geometric characteristic for various shear criteria and, if so, justify this characteristic by kinematic reasoning?

(2) Is this characteristic restricted to ductile deformation or is it applicable to other deformation mechanisms?

(3) Is this characteristic linked to the scale of observation? This question underlines the difficulty of defining what may be called the bulk strain regime suffered by a given area. Can sporadic shear criteria be integrated, or extrapolated, from the small to large scale?

A review of geometric to kinematic aspects of various shear criteria leads us to emphasize that: (i) a non-coaxial deformation imposes the development of asymmetric structures or patterns, whatever the deformation mechanism; (ii) this statement can be applied at all scales; and (iii) in some examples of complex patterns of incompatible structures, their order of appearance is pertinent in determining the strain regime.



Fig. 1. Schematic representation of ductile shear zones affecting the Hercynian crust of present day France and Spain at about 310 Ma. Thick arrows indicate local shortening trajectories. Large shear zones, such as the South Armorican S.Z. (S.A.S.Z.) constitute domains in which local shear criteria are consistent both in sense and orientation. Star indicates location of local shear criteria shown on Figs. 3(b), 4 and 5. Displacements at the boundaries of the system cannot be simply deduced from the overall geometry.

GEOMETRY OF LOCAL SHEAR CRITERIA

Three main types of features which are used as strain history indicators can be distinguished.

(1) *Slip systems* (Fig. 2a & b). This type of criterion refers to shear surfaces in the deformed material. In particular these are intracrystalline slip systems (lattice fabrics) (Fig. 2b) (Lister & Hobbs 1980, Bouchez *et al.* 1983, Oertel 1983, Etchecopar 1977, 1984), shear bands/zones (Fig. 2a) (Berthé *et al.* 1979b, Platt & Vissers 1980, Choukroune & Gapais 1983) and discontinuities/faults (Tchalenko 1970, Tapponnier & Molnar 1976). All these structures are direct indicators of local motion (Cobbold & Gapais 1987).

(2) *Recorders of incremental strain and rotations* (Fig. 2c-f). These structures are preserved stages of progressive deformation within the deformed material: in particular, fibres in shadow zones or gashes (Fig. 2c & d) (Choukroune 1971, Durney & Ramsay 1973, Casey *et al.* 1983) and fabrics attached to rotated objects (Fig. 2e & f) (Powell & Treagus 1970, Rosenfeld 1970, Passchier & Simpson 1986, Van den Driessche 1986, Van den Driessche & Brun 1987).

(3) *Finite strain markers* (Fig. 2g & h). This group refers to orientations or attitudes of deformed objects (e.g. veins, layering, pebbles, etc.) with respect to principal finite strain axes. In particular, the orientation of non-passive elliptical objects in the deformed state not

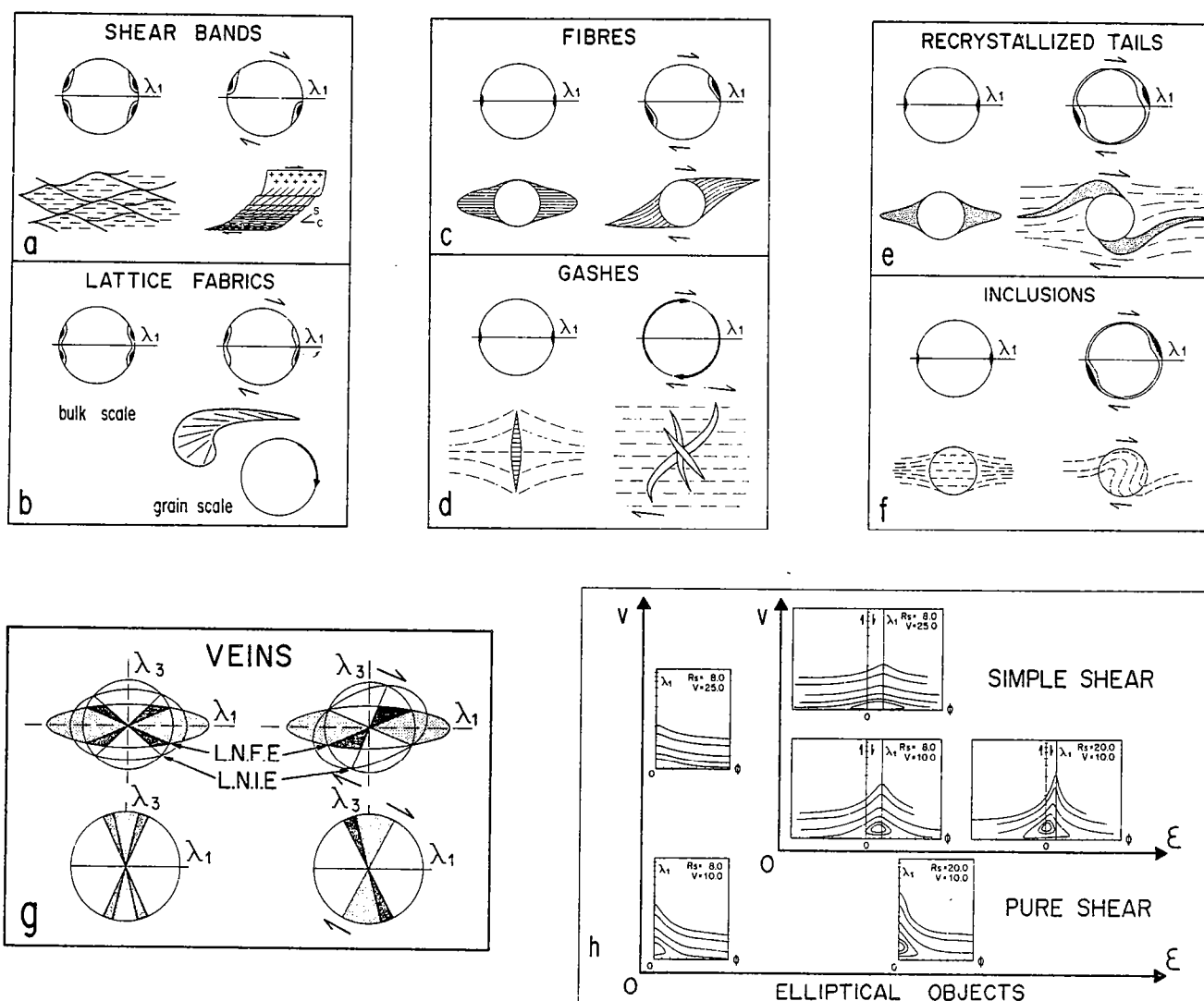


Fig. 2. Strain regime deduced from shear criteria. (a) and (b) Distribution of expressed active slip systems, (c)–(f) structures or patterns used as incremental strain recorders, and (g)–(h) data related to the distribution of finite strain markers. The left- and right-hand sides of each sketch refer to coaxial and non-coaxial histories, respectively. (a) Preferred orientation of shear directions measured on ductile shear bands. (b) Preferred orientation of intracrystalline slip directions. (c) Preferred orientation of fibres within shadow zone around rigid object. (d) Preferred orientation of poles to tension gashes. (e) Preferred orientation of recrystallized tail axis. (f) Preferred orientation of inclusion within synkinematic crystal. (g) Schematic representation of domains of stretching (dotted) and shortening (white) at a given stage of pure shearing (left) and simple shearing (right) for both finite and incremental plane strain. Dark field, overlaps between shortening domain of the finite strain ellipse and stretching domain of the incremental strain ellipse; poles to both extended and shortened veins may occur in this orientation. L.N.F.E., line of no finite extension; L.N.I.E., line of no incremental extension (after Hutton 1982). (h) R_s/ϕ diagrams computed for various finite strains (R_s) and various viscosity contrasts (V) between elliptical markers and matrix. Only half of the symmetric diagrams for pure shear are represented. In all cases (a–h) asymmetric distributions of the considered criteria with respect to the principal strain axis characterize the non-coaxial history of the deformation.

only depends on their initial orientation, initial aspect ratio and viscosity contrast with respect to the matrix, but also on the strain regime (Fig. 2h) (Cobbold & Gapais 1983). Similarly the attitude of deformed veins in a ductile matrix depends on their initial and final orientations with respect to the bulk strain ellipsoid, and also on the strain regime (Fig. 2g) (Hutton 1982).

An examination of the patterns associated with all the above features reveals an important characteristic: *the patterns are asymmetric with respect to bulk strain where the deformation is non-coaxial.*

Can we justify this fact by kinematic reasoning? A given structure will result from a given field of particle paths; it is recognized that the symmetry of the particle velocity field is at least orthorhombic when the deformation is coaxial (Ramberg 1975, fig. 15, Hoepfner *et al.* 1983). Moreover, at each stage of progressive coaxial deformation, the elements of symmetry of the finite strain must coincide with those of the velocity field. This is not the case when the deformation is non-coaxial and this explains why non-coaxial deformation generates asymmetric structures.

DEVELOPMENT OF STRUCTURAL PATTERNS DURING PROGRESSIVE COAXIAL AND NON-COAXIAL DEFORMATION

The concept of a strain regime results from determining the deformation history from strain recorders and shear criteria. If one given type of structure can be observed at different stages of its development and/or if the order of appearance of superimposed structures can be determined within a complex interference pattern, the regime can be estimated. Sheath folds (Quinquis *et al.* 1978) or conjugate curvilinear folds (Berthé & Brun 1980) are such examples from domains of ductile shearing deformation.

We consider below three examples which illustrate the development of discontinuities during progressive deformation.

(1) This is an analogue experiment where the different stages of deformation can be directly observed (Fig. 3a) (Tapponnier *et al.* 1982). A rigid punch imposes a bulk coaxial deformation on a Plasticine block. The final result of this deformation is a symmetric network of wrench discontinuities with respect to the rigid punch. The observation of stages of development of these discontinuities shows that the structures added are symmetric with respect to the punch: the coaxial deformation creates symmetric 'incremental' structural patterns and the final pattern shows the same degree of symmetry.

(2) The second example is the progressive development of shear bands (*C* bands) within syntectonic granites along the South Armorican shear zone (Fig. 3b) (Berthé *et al.* 1979b). In this case we assume that stages of increasing strain actually observed across the shear zone also illustrate an evolution in time. The increasing deformation is marked by an increasing number of *C* discontinuities (nucleation), an increasing length of

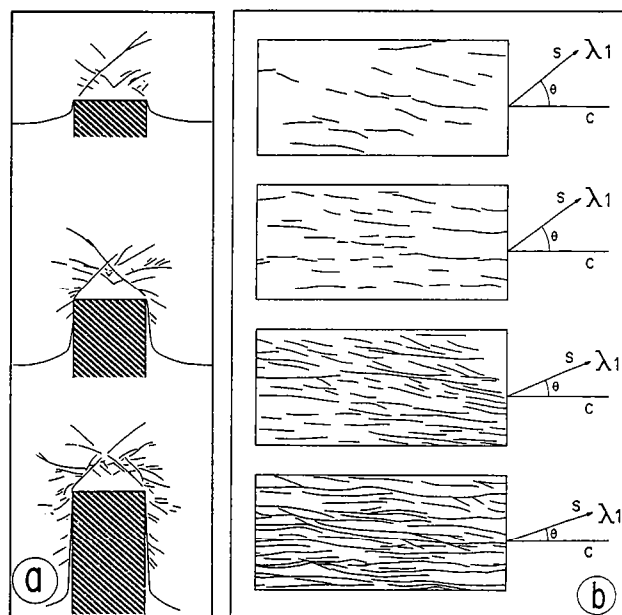


Fig. 3. Examples of progressive evolution of shear zone patterns during (a) a coaxial strain history (experiment from Tapponnier *et al.* 1982) and (b) a non-coaxial history (South Armorican shear zone, see location on Fig. 1). At each stage the overall degree of symmetry remains unchanged despite the continuous addition of new shear zones. A progressive coaxial deformation (a) results in successive symmetric fault patterns. In (b), the shear zone patterns (*C* structures) are always asymmetric with respect to the $\lambda_1\lambda_2$ finite strain plane (*S*) and correspond to a progressive non-coaxial deformation (on the figure, *S* planes are only represented by their average attitudes with respect to *C* planes).

these bands (propagation), and a decreasing value of the *C*-*S* angle. Discontinuities with constant orientation add up during progressive shearing, while the *S* plane ($\lambda_1\lambda_2$) is rotating. At every stage, the pattern remains asymmetric with respect to the *S* plane, except at the stage where *C* and *S* are parallel; but at this stage the oblique *C'* discontinuities become important (Berthé *et al.* 1979a, b) and maintain the asymmetry of the whole deformed system.

This evolution can be compared with the brittle model experiment by Riedel (1929), in which an incremental asymmetry of the evolving discontinuities is also observed (see also Freund 1974, Gamond 1983).

(3) The third example, also from the South Armorican shear zone, concerns the orientation patterns of small-scale brittle-type discontinuities linked to the shearing history within sedimentary rocks. The observed total pattern (Fig. 4b) does not show any preferred orientation of discontinuities. Moreover, discontinuities with an incompatible attitude (opposite sense of shear) occur in the same orientation domain (Fig. 4b). This kind of final pattern can be analysed only if: (i) different sets of compatible discontinuities can be separated; and (ii) field data allow the order of appearance and activation of the distinguishable sets to be determined. This microtectonic technique, classically applied to superimposed structures, in this example reveals the consistent rotation of the finite principal strain axes during the deformation history (Fig. 4c-e) (Choukroune *et al.* 1983). As it is known that the regional structure is simple

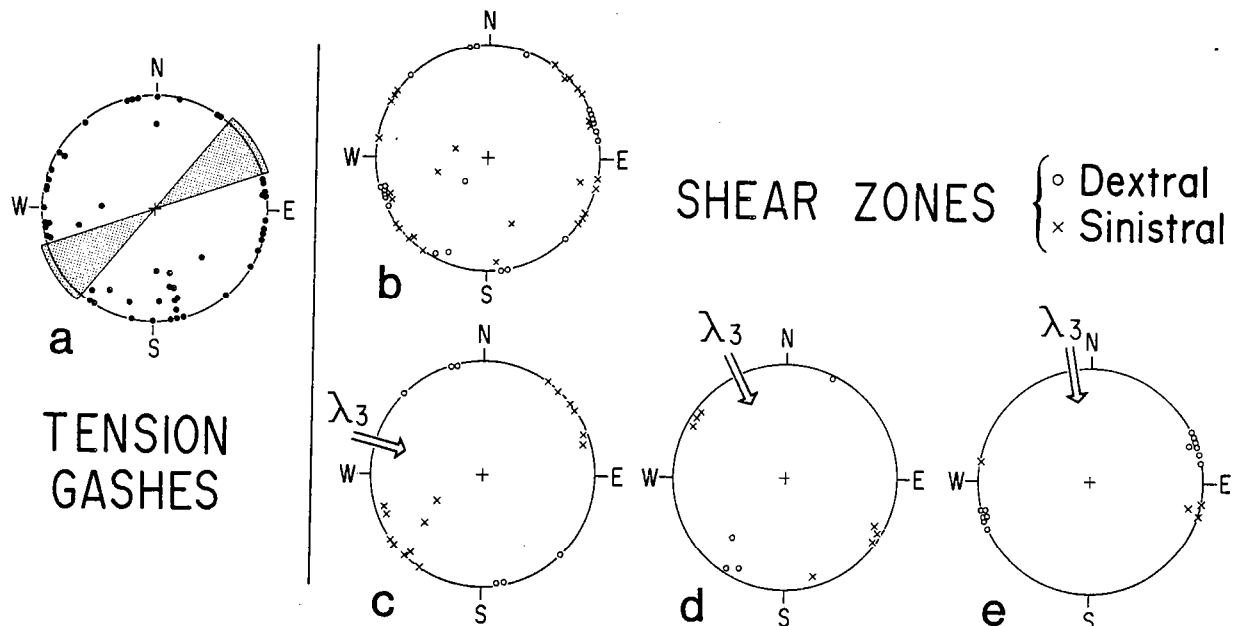


Fig. 4. Natural example of the model presented in Fig. 5 (South Armorican Shear Zone, see location on Fig. 1): the distribution of incompatible superimposed structures (b) can be split into three successive stages, leading to infer (c-e) the dextral rotation of λ_3 during the Hercynian shearing of central Brittany (the estimated effect of reorientation has been removed) (from Choukroune *et al.* 1983). The asymmetric diagram for orientation of gashes (a), measured on one outcrop, is similar to that theoretically expected and shown on Fig. 2(d).

and of one phase, we can propose a model in which conjugate sets of discontinuities are due to successive coaxial deformations, each of them being characterized by different finite strain directions (Fig. 5).

One can note that the successive position of finite shortening (λ_3) cannot be interpreted simply as incremental steps because of the theoretically constant orientation of incremental λ_3 during the simple shearing. We have here superimposed structures which are compatible with a rotational deformation and consistent with the regional context of dextral shearing.

These three examples show that the symmetry concept used to determine the strain regime can be applied to discontinuity patterns as well as to ductile features. This symmetry concept is verified at each stage of the development of the observed structures. Moreover, the history of appearance of compatible structures reflects the bulk regime suffered by a finite deformed system.

BULK STRAIN REGIME FROM SYMMETRY OF CRUSTAL STRUCTURES

In deformation theory, the strain regime refers to the deformation history at a point (Means 1976) and is basically linked to relative attitudes of finite and incremental strain ellipsoids during progressive deformation. In fact, this strict definition forbids any scale enlargement of the strain regime concept even at the scale of any local shear criteria. Nevertheless, we infer that the symmetry concept developed previously allows us to discuss the nature of the displacements at the boundary of a given system whatever its size; these displacements constrain and determine what can be defined as the bulk strain regime at a particular scale.

Figure 6 illustrates well-known examples of crustal structures associated with: (i) either brittle or ductile deformation; (ii) various deformation processes within the crust; and (iii) various kinds of instabilities (faults, folds, shear zones, diapirs) of different origins (with and without gravitational effects).

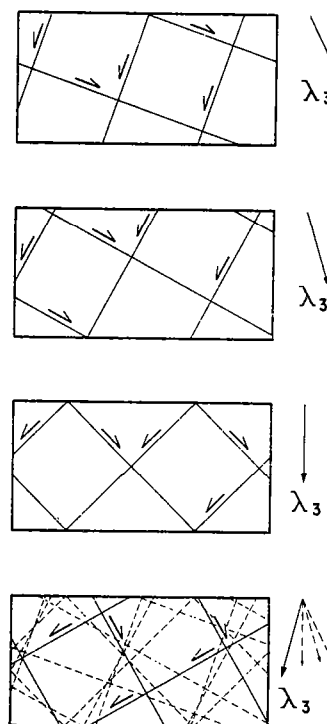


Fig. 5. Theoretical model in which sets of conjugate shear zones symmetric with respect to λ_3 are superimposed during progressive deformation with rotating λ_3 . This yields a complex finite pattern of incompatible structure (reorientation of shear zones is not taken into account).

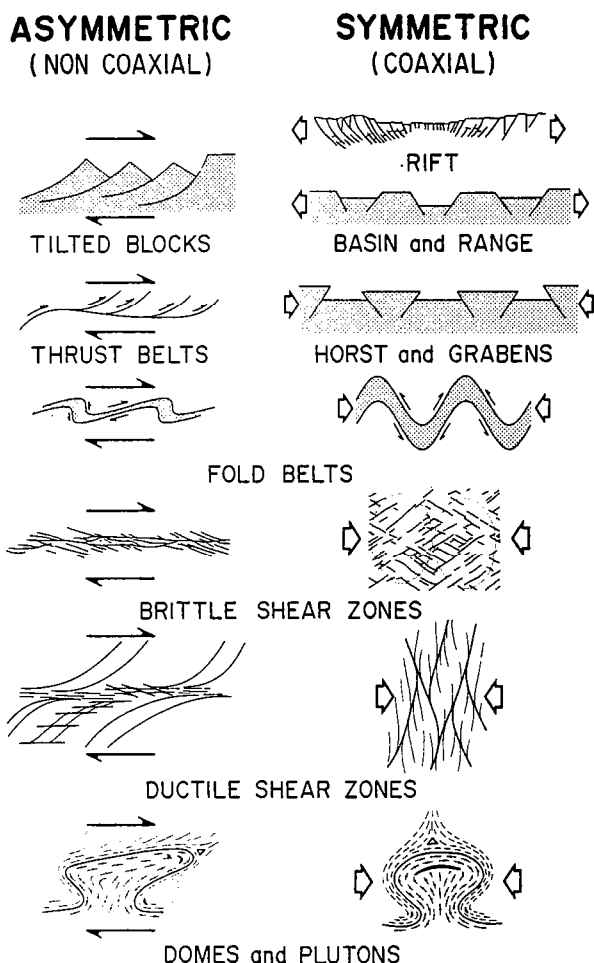


Fig. 6. Bulk strain regime and symmetry of deformed crustal domains. Patterns of brittle shear zones refer to experiment of Tchalenko (1970) and Hoepfner *et al.* (1969). Patterns of domes and plutons after Brun (1983).

It outlines the following major features.

(1) A direct relationship between a coaxial strain regime and a symmetric structural pattern at the scale of the considered crustal structure can be inferred. In contrast, asymmetric patterns must be interpreted more carefully: on the one hand, certain initial orientations of pre-existing markers can produce asymmetric patterns (e.g. folded surfaces) during a coaxial history; on the other hand, a bulk coaxial history is generally partitioned into local non coaxial histories (e.g. tilted blocks on each side of a symmetric rift; Fig. 6). Nevertheless a non-coaxial history always yields an asymmetric pattern provided that the size of the system, in which all criteria are consistent, has been well chosen.

(2) If the assessment of structural symmetry is necessary to infer the bulk strain regime, the determination of boundary displacements is further required to take into account both mechanical factors (such as boundary conditions) and the geological context; this point is well illustrated by comparing the case of tilted blocks with that of thrust belts (Fig. 6). Both show similar overall asymmetry and bulk shear sense, but individual faults have opposite shear sense although their orientations are the same with respect to the system boundary:

ignoring the general context (thinning or thickening) can give a wrong answer.

CONCLUSIONS

To establish the bulk strain regime of a crustal structure, we need simply to consider the degree of symmetry of the structural pattern. Our approach has been basically kinematic, ignoring the mechanical behaviour of the deformed system. However, the quantitative relationships that may exist between the degree of non-coaxiality and the degree of asymmetry must be debated (Passchier 1986). Useful approaches could perhaps involve statistical studies of geometric features (e.g. orientations, length, spacing and population density of structures) and of their correlations with the amount of bulk shear strain. This generally requires each particular geometry to be considered together with boundary conditions and deformation mechanisms; but for some well constrained situations where mechanical conditions are extreme, kinematic factors become most important and structural asymmetry, such as fold asymmetry (Hoepfner *et al.* 1973) or asymmetry of slip-system preferred orientations (Oertel 1983, Cobbold & Gapais 1987), can be sufficient to determine the bulk degree of non-coaxiality.

REFERENCES

- Berthé, D. & Brun, J. P. 1980. Evolution of folds during progressive shear in the South Armorican Shear Zone, France. *J. Struct. Geol.* **2**, 127–133.
- Berthé, D., Choukroune, P. & Gapais, D. 1979a. Orientations préférentielles du quartz et orthogneissification progressive en régime cisailant: l'exemple du cisaillement sud-armoricain. *Bull. Mineral.* **102**, 265–272.
- Berthé, D., Choukroune, P. & Jegouzo, P. 1979b. Orthogneiss, mylonites and non coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican shear zone. *J. Struct. Geol.* **1**, 31–42.
- Bouchez, J. L., Lister, G. S. & Nicolas, A. 1983. Fabric asymmetry and shear sense in movement zones. *Geol. Rdsch.* **72**, 401–419.
- Brun, J. P. 1983. L'origine des domes gneissiques: modèles et tests. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7 Ser., **XXV**, 219–228.
- Brun, J. P., & Choukroune, P. 1981. Deformation progressive et structures crustales. *Rev. Géogr. phys. Geol. dyn.* **23**, 177–193.
- Casey, M., Dietrich, D. & Ramsay, J. G. 1983. Methods for determining deformation history for chocolate tablet boudinage with fibrous crystals. *Tectonophysics* **92**, 211–239.
- Choukroune, P. 1971. Contribution à l'étude des mécanismes de la déformation avec schistosité grâce aux cristallisations syn-cinématiques dans les "zones abritées" ("pressure shadows"). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7 Ser., **XIII**, 257–271.
- Choukroune, P. & Gapais, D. 1983. Strain pattern in the Aar granite (Central Alps): orthogneiss developed by bulk inhomogeneous flattening. *J. Struct. geol.* **5**, 411–418.
- Choukroune, P., Lopez-Munoz, M. & Quali J. 1983. Cisaillement ductile sud-armoricain et déformations discontinues associées: mise en évidence de la déformation régionale non coaxiale dextre. *C.r. hebdo. Séanc. Acad. Sci., Paris* **296**, 657–660.
- Cobbold, P. R. & Gapais, D. 1983. Pure shear and simple shear of particle matrix systems with viscosity contrasts. *Terra Cognita* **3**, 247 (abstract).
- Cobbold, P. R. & Gapais, D. 1987. Slip-system domains. I. Plane-strain kinematics of arrays of coherent bands with twinned fibre orientations. *Tectonophysics* **131**, 113–132.
- Coward, M. P. 1976. Strain within ductile shear zones. *Tectonophysics* **34**, 181–197.
- Durney, D. W. & Ramsay, J. G. 1973. Incremental strains measured

- by syntectonic crystal growths. In: *Gravity and Tectonics* (edited by De Jong, K. A. & Scholten, R.). Wiley, New York, 67–96.
- Etchecopar, A. 1977. A plane kinematic model of progressive deformation in a polycrystalline aggregate. *Tectonophysics* **39**, 121–139.
- Etchecopar, A. 1984. Etude des états de contrainte en tectonique cassante et simulations de déformations plastiques. Unpublished thèse Etat, University of Montpellier.
- Flinn, D. 1962. On folding during three-dimensional progressive deformation. *Q Jl geol. Soc. Lond.* **118**, 385–434.
- Freund, R. 1974. Kinematics of transform and transcurrent faults. *Tectonophysics* **21**, 93–134.
- Gapais, D., Balé, P., Choukroune, P., Cobbold, P. R., Mahjoub, Y. & Marquer, D. 1987. Bulk kinematics from shear zone patterns: some field examples. *J. Struct. Geol.* **9**, 635–646.
- Gapais, D. & Le Corre, C. 1980. Is the Hercynian belt of Brittany a major shear zone? *Nature Lond.* **288**, 574–576.
- Gamond, J. F. 1983. Displacement features associated with fault zones: a comparison between observed examples and experimental models. *J. Struct. Geol.* **5**, 33–45.
- Hoeppener, R., Kalthoff, E. & Schrader, P. 1969. Zur physikalischen tektonik: Bruchbildung Beverschiedenen Deformationen im Experiment. *Geol. Rdsch.* **59**, 179–193.
- Hoeppener, R., Briw, M. & Vollbrecht. 1983. Some aspects on the origin of fold type fabrics—theory, experiments and field applications. *Geol. Rdsch.* **72**, 421–450.
- Hsu, T. C. 1966. The characteristics of coaxial and non-coaxial strain paths. *J. Strain Anal.* **1**, 216–222.
- Hutton, D. H. W. 1982. A tectonic model for the emplacement of the main Donegal granites, NW Ireland. *J. geol. Soc. Lond.* **139**, 615–631.
- Iglesias, M. & Choukroune, P. 1980. Shear zones in the Iberian arc. *J. Struct. Geol.* **2**, 63–68.
- Jaeger, J. C. 1969. *Elasticity, Fracture and Flow*. Chapman & Hall Ltd, London.
- Jegouzo, P. 1980. The South Armorican shear zone. *J. Struct. Geol.* **2**, 39–47.
- Lister, G. S. & Hobbs, B. E. 1980. The simulation of fabric development during plastic deformation and its application to quartzite: the influence of deformation history. *J. Struct. Geol.* **2**, 355–370.
- Means, W. D. 1976. *Stress and Strain*. Springer Verlag, New York.
- Oertel, G. 1983. Construction of crossed girdles by superposing four subfabrics, each with a single maximum. *Geol. Rdsch.* **72**, 451–467.
- Passchier, C. W. 1986. Flow in natural shear zones. The consequences of spinning flow regimes. *Earth Planet. Sci. Lett.* **77**, 70–80.
- Passchier, C. W. & Simpson, C. 1986. Porphyroclast systems as kinematic indicators. *J. Struct. Geol.* **8**, 831–843.
- Platt, J. P. & Vissers, R. L. M. 1980. Extensional structures in anisotropic rocks. *J. Struct. Geol.* **2**, 397–410.
- Powell, D. & Treagus, J. E. 1970. Rotational fabrics in metamorphic minerals. *Mineral. Mag.* **37**, 801–814.
- Quinquis, H., Audren, Cl., Brun, J. P. & Cobbold, P. 1978. Intense progressive shear in Ile de Groix blueschists and compatibility with subduction or obduction. *Nature, Lond.* **273**, 43–45.
- Ramberg, H. 1975. Particle paths. Displacement and progressive strain applicable to rocks. *Tectonophysics* **28**, 1–37.
- Ramsay, J. G. 1967. *Folding and Fracturing of Rocks*. McGraw-Hill, New York.
- Ramsay, J. G. & Allison, I. 1979. Structural analysis of shear zones in an alpinised Hercynian granite (Maggia Lappen, Pennine zone, Central Alps). *Schweiz. miner. Petrogr. Mitt.* **59**, 251–279.
- Riedel, W. 1929. Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen. *Zentbl. Miner. Geol. Paläont.* **1929 B**, 354–369.
- Rosenfeld J. L. 1970. Rotated garnets in metamorphic rocks. *Geol. Soc. Am., Sp. paper* **129**, 105.
- Sander, B. 1970. *An Introduction to the Study of Fabrics of Geological Bodies*. Pergamon Press, Oxford.
- Simpson, C. 1982. The structure of the northern lobe of the Maggia Nappe, Ticino, Switzerland. *Eclog. geol. Helv.* **75**, 495–516.
- Simpson, C. & Schmid, S. M. 1983. An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. *Bull. geol. Soc. Am.* **94**, 1281–1288.
- Tapponnier, P. & Molnar, P. 1976. Slip line field theory and large scale continental tectonics. *Nature, Lond.* **264**, 319–324.
- Tapponnier, P., Peltzer, G., Le Dain, A. Y., Armijo, R. & Cobbold, P. R. 1982. Propagating extrusion tectonics in Asia: new insights from simple experiments with Plasticine. *Geology* **10**, 611–616.
- Tchalenko, J. S. 1970. Similarities between shear zones of different magnitudes. *Bull. geol. Soc. Am.* **81**, 1625–1640.
- Turner, F. J. & Weiss, L. E. 1963. *Structural Analysis of Metamorphic Tectonites*. New York.
- Van den Driessche, J. 1986. Structures d'enroulement dans la déformation et sens de cisaillement. Exemples et modèles. *C.r. Acad. Sci. Paris.* **303**, 413–418.
- Van den Driessche, J. & Brun, J. P. 1987. Rolling structures at large shear strains. *J. Struct. Geol.* **9**, 691–704.
- White, S. H., Bretan, P. G. & Rutter, E. H. 1986. Fault zone reactivation: kinematics and mechanisms. *Phil. Trans. R. Soc. A* **317**, 81–97.

X - DISTRIBUTION DES SYSTEMES DE GLISSEMENT - UN CRITERE CINEMATIQUE

La déformation peut être continue ou discontinue selon la ductilité de la roche et l'échelle d'observation. Lorsqu'elle est discontinue, la déformation est accommodée par des glissements le long de surfaces discrètes telles que les failles, les plans de stratification, ou encore les plans réticulaires des cristaux. Même lorsqu'elle est continue, la déformation est souvent localisée dans des zones de cisaillement étroites. Toutes ces structures peuvent, à une échelle donnée, être considérées comme des surfaces discrètes à travers lesquelles les lignes matérielles sont décalées. En cristallographie, un système de glissement est défini par la combinaison d'un plan de glissement (ou d'une famille de plans) particulier et d'une direction de glissement particulière. Cette terminologie est employée ici de manière beaucoup plus large, afin d'inclure non seulement les réseaux intracristallins, mais aussi les failles, les surfaces de stratification ou de foliation, et même les zones de cisaillement ductile.

A toute échelle, les déplacements locaux sur une population de systèmes de glissement doivent se combiner de façon à accommoder l'essentiel de la déformation totale. Parallèlement, on observe que, quelle que soit la nature des systèmes de glissement considérés, leur distribution dans les roches déformées présente certains caractères similaires très remarquables :

- Les systèmes de glissement sont souvent distribués en domaines. Dans chaque domaine, une famille de plans ou de directions de glissement domine ou est seule présente, et elle change brutalement d'un domaine à l'autre. Par exemple, à l'échelle microscopique, les systèmes de glissement intracristallins changent d'orientation d'un sous-grain, d'un grain, ou d'un groupe de grains à l'autre ; dans le quartz, des alternances de rubans avec des orientations préférentielles conjuguées sont aussi fréquemment observées (Sander, 1970). Dans les roches plissées, les plis peuvent apparaître comme des domaines conjugués ou les couches ont une orientation constante (plis en chevrons). Les systèmes de failles conjuguées tendent aussi à être distribués en domaines, dans les déformations naturelles (Freund, 1974) comme expérimentales (Oertel 1965, Hoeppener et al. 1969).
- Il est fréquent d'observer la prédominance d'un système de glissement sur son conjugué dans des zones affectées par une déformation globale cisailante, contrairement au cas des déformations coaxiales. De bons exemples de terrain sont fournis par les structures C-S décrites en détail dans les chapitres précédents. Les déformations expérimentales telles que celles de Tchalenko (1970) ou de Hoeppener et al. (1969) sont aussi très claires à ce sujet.

Dans ce chapitre, on tentera de montrer que les raisons qui expliquent les orientations préférentielles et la distribution en domaines des systèmes de glissement sont simples et sont fondamentalement cinématiques, et qu'elles ne peuvent pas être comprises en seuls termes de contrainte ou même de déformation finie. Parallèlement, leur intérêt pour l'analyse de la déformation

des roches, et en particulier des roches granitiques, est illustré et discuté.

. Modèles cinématiques

Dans un premier article, on examine en détail un cas bidimensionnel idéal dans lequel (1) le mouvement est limité à du cisaillement simple le long de lignes inextensibles et indestructibles (fibres), et (2) les fibres sont distribuées dans des domaines en chevrons, avec des lignes de glissement conjuguées et symétriques par rapport aux limites cohérentes des domaines. Ce modèle souligne en outre qu'une distribution en domaines est nécessaire à l'accommodation d'une déformation globale (totale) quelconque par glissements le long de lignes inextensibles. Dans un deuxième article, ce modèle est partiellement étendu à 3 dimensions, et comparé aux autres modèles cinématiques existants (e. g. Etchecopar & Vasseur 1987). Pour les conditions mécaniques extrêmes qu'imposent les modèles de fibres, les changements de distribution des systèmes de glissement (taille des domaines, orientations) sont largement déterminés par les facteurs cinématiques, et sont directement associés (1) à la déformation globale moyenne subie par l'ensemble du domaine considéré, et (2) à l'histoire, coaxiale ou non, de la déformation progressive. On montre en particulier que :

- 1 - Les lignes de glissement tendent à s'orienter suivant des directions le long desquelles l'éirement est minimisé et le cisaillement est optimisé. Par rapport à l'ellipsoïde de déformation globale, les orientations préférentielles de lignes de glissement inextensibles suivent les surfaces d'extension nulle (cf. Desrues 1985) mais sont biaisées vers les directions de fort cisaillement.
- 2 - Les orientations préférentielles des surfaces de glissement sont approximables aux surfaces inextensées de l'ellipsoïde de déformation globale.
- 3 - En deux dimensions, la proportion relative des domaines d'orientations conjuguées gouverne le champ d'écoulement global et son degré de noncoaxialité. Deux cas particuliers très simples illustrent cette idée : des domaines conjugués en proportions constamment identiques et également déformés impliquent une déformation globale coaxiale (cisaillement pur) ; un domaine unique avec un seul système de glissement impose un cisaillement simple parallèlement à ce système.

Les différents champs d'application de ces modèles sont envisagés en fonction de la structure du matériau avant déformation :

- un domaine unique contenant une seule famille de surfaces de glissement ; c'est par exemple typiquement le cas d'une série stratifiée initialement plane et déformée par des plis en chevrons.
- Des domaines multiples avec des systèmes de glissement orientés aléatoirement ; c'est typiquement le cas d'un polycristal.
- Un domaine homogène, sans systèmes de glissement présents, mais mécaniquement capable d'en développer pendant la déformation ; c'est le cas d'une roche initialement homogène dans

laquelle se développent des failles ou des zones de cisaillement.

. Application aux glissements intracristallins

Le deuxième article de ce chapitre présente une revue détaillée du développement des orientations préférentielles de réseau. Les questions examinées concernent (1) la réorientation des lignes et des plans de glissement au cours de la déformation, (2) le développement de domaines d'orientation, (3) la sélection des orientations préférentielles en fonction du mouvement imposé aux limites de l'agrégat, et (4) l'hétérogénéité de la déformation et des orientations préférentielles à l'échelle globale ou locale. On montre que les modèles de systèmes de glissement inextensibles rendent compte de l'essentiel des caractères des orientations préférentielles résultant de l'activité d'un nombre restreint de systèmes de glissement, comme c'est le cas pour le quartz en particulier. Pour de telles situations, les principales conclusions sont les suivantes :

- 1 - Les orientations préférentielles varient en fonction de la forme de l'ellipsoïde de déformation globale : elles tendent à refléter l'orientation des surfaces inextensées et des directions de cisaillement maximum de l'ellipsoïde.
- 2 - La distribution des systèmes de glissement détermine l'histoire de la déformation, à moins que les joints de grains ne soient mobiles. A partir d'une distribution aléatoire, le glissement intracristallin favorise la formation de domaines polycristallins d'orientations conjuguées et l'accumulation coaxiale des incréments de déformation.
- 3 - Si une déformation globale cisailante est imposée, une sélection des domaines d'orientation est nécessaire et conduit au développement de distributions asymétriques. Le degré d'asymétrie reflète alors la quantité de cisaillement accumulée.
- 4 - La recristallisation dynamique par rotation est un mécanisme de sélection efficace. Cinématiquement, elle est modélisable en termes de déformation par glissement sur des systèmes inextensibles.
- 5 - Si un cisaillement simple doit être accommodé sans mécanismes de recristallisation actifs, des glissements intercristallins (glissement aux joints de grains) ou à travers les grains (micro-failles ou bandes de cisaillement) doivent se combiner aux glissements intracristallins.
- 6 - Du glissement sur des systèmes inextensibles rend compte de la localisation du cisaillement à l'échelle macroscopique (strain partitioning) au cours de la déformation progressive. En particulier, le développement de bandes de cisaillement est attendu pour de telles contraintes mécaniques.

. Application aux bandes et aux zones de cisaillement

Dans les roches déformées, la présence de zones de cisaillement et de faille apparaît contrôlée par deux phénomènes distincts, l'un mécanique, l'autre cinématique.

La raison mécanique est l'adoucissement rhéologique. Dans les roches granitiques, les

mécanismes permettant l'initiation et l'amplification d'instabilités au cisaillement ont été décrits en détail au cours des précédents chapitres (cf. Parties I & II). Indépendamment des mécanismes physiques impliqués, l'adoucissement s'exprime par le fait que la déformation devient plus facile dans les zones où elle s'est accumulée le plus.

Ainsi défini, l'adoucissement ne suffit pas à expliquer pourquoi la déformation ductile est concentrée dans des bandes, longues et étroites, telles que les zones de cisaillement ou les failles. Il existe une raison supplémentaire d'ordre cinématique : le caractère continu de la déformation. Si une bande idéale fortement déformée est en contact cohérent avec des domaines voisins non déformés, et si les changements de volumes sont nuls, la déformation dans la bande est un cisaillement simple par rapport à des axes de référence parallèles et perpendiculaires à la bande (Ramsay & Graham 1970). Plus encore, si la bande persiste en tant que zone plus déformée au cours de la déformation progressive, l'histoire locale de la déformation est un cisaillement simple progressif (Cobbold 1977). Une telle persistance de la localisation du cisaillement sous un champ de contrainte cisailante uniforme est subordonnée à l'existence d'un adoucissement au cours de la déformation (e. g. Bowden 1970, Cobbold 1977, Poirier 1980). Les modèles numériques (Priour 1985), comme les déformations expérimentales (e. g. Burrows et al. 1979, Logan et al. 1981, Jordan 1987), soulignent que les conditions d'un fort adoucissement et d'isovolumicité résultent dans le développement de bande de cisaillement. Parallèlement, dans les matériaux fragiles, le développement de failles s'accompagne d'un adoucissement sous l'effet de la dilatance (e. g. Mandl et al. 1977).

Ces remarques soulignent, qu'une fois créées, des bandes ou des zones de cisaillement seront d'autant plus efficaces pour accommoder la déformation totale (d'autant plus localisantes) qu'elles n'accommoderont que du cisaillement simple progressif. Par rapport à la déformation globale, ceci signifie qu'une bande de cisaillement ductile idéale est comparable à un système de glissement inextensible.

Une région déformée peut ne contenir qu'une famille de bandes ou de zones de cisaillement parallèles, définissant ainsi un unique système de glissement (structures C-S). Cependant, on observe le plus souvent deux ou plusieurs familles de zones de cisaillement. Dans le premier cas, la condition d'inextensibilité nécessite que la déformation globale soit un cisaillement simple parallèle aux bandes ; dans le deuxième cas, une telle condition nécessite une distribution en domaines qui limite les interactions entre les zones. Dans le cas général, les zones de cisaillement ductiles sont cependant anastomosées, interfèrent fortement entre elles, et ne fonctionnent plus comme des systèmes de glissement indépendants (Oertel 1965, Means 1977). Les zones de cisaillement peuvent alors subir des étirements locaux et être détruites sous l'effet d'une déformation homogène des domaines inter-zones et du remplacement éventuel d'un système de glissement par un autre.

Le troisième article de ce chapitre souligne la forte dépendance existant entre la géométrie des champs de failles ductiles et l'histoire cinématique globale du volume de roche considéré. On y reprend la plupart des exemples de roches granitiques dont les mécanismes de déformation ont été

décrits précédemment (cf. Parties I & II). Ces exemples sont caractérisés par (1) une seule déformation régionale majeure, (2) un champ de déformation hétérogène, avec des zones de cisaillement anastomosées séparant des domaines préservés, parfois isotropes, et (3) un état initial que l'on peut raisonnablement supposer homogène et isotrope à l'échelle des structures étudiées. Les observations montrent que la géométrie des champs de failles ductiles dans les granitoïdes est un critère cinématique fiable et très utile permettant d'estimer, à toute échelle, (1) la forme de l'ellipsoïde de déformation globale, (2) l'intensité de la déformation totale, et (3) le régime coaxial ou non de la déformation ainsi que le sens de cisaillement global dominant.

X-1

Publié avec l'aimable autorisation de :

Elsevier Science Publishers Ltd.

**SLIP-SYSTEM DOMAINS. I. PLANE-STRAIN KINEMATICS OF ARRAYS
OF COHERENT BANDS WITH TWINNED FIBRE ORIENTATIONS**

P.R. COBBOLD and D. GAPAIS

*Centre Armoricaire d'Etude Structurale des Socles (L.P.-C.N.R.S.), Université de Rennes 1,
35042 Rennes Cedex (France)*

(Received December 5, 1985)

ABSTRACT

Cobbold, P.R. and Gapais, D., 1986. Slip-system domains. I. Plane-strain kinematics of arrays of coherent bands with twinned fibre orientations. *Tectonophysics*, 131: 113–132.

Slip system in rocks often occupy domains, each of uniform slip-system orientation. Examples are conjugate faults, shear zones, folded bedding and crystal lattices.

Domainal behaviour in plane strain is modelled as simple shearing along inextensible fibres. An array of alternating band domains, with coherent boundaries, can undergo a uniform bulk strain, with local perturbations in the domains. If (1) domain boundaries are planes of mirror symmetry with respect to fibre attitude, θ , and (2) domains have alternating fractional widths, a and $(1-a)$, motion in the models is shown to be a combination of three independent modes, plus a bulk rigid motion. During Mode 1 motion, domain boundaries stretch, but do not migrate; during Mode 2, they do not stretch, but migrate by lateral translation; during Mode 3, they migrate by translation and rotation.

Orientation distribution functions (ODFs) are defined by assigning frequencies a and $(1-a)$ to orientations θ and $-\theta$. Changes in θ are shown to be due to Mode 1 alone; changes in a , to Mode 2 alone. Mode 3 has no effect on an ODF.

Combinations of modes 1, 2 and 3 can be used to accommodate an imposed bulk motion. Two examples are discussed; a bulk simple shear and a rigid motion. Large amounts of simple shear are possible if fibres are on average parallel to the imposed shear direction. If Modes 1 and 2 are operative, the resulting ODF has a maximum peak close to the shear direction. This may explain the asymmetry of preferred lattice orientations and the occurrence of unique fault sets in rocks that have undergone a progressive simple shear.

INTRODUCTION

Deformation in rocks can be spatially continuous or discontinuous, depending upon the ductility of the deforming rock material and the scale of observation. In many geological examples, deformation is continuous but localized in narrow shear zones; in others it occurs by slip along discrete faults, bedding surfaces, or crystal lattice planes.

From a mathematical point of view, deformation is said to show a first-order discontinuity at a singular surface if material lines have lost continuity across it (see Truesdell and Toupin, 1960, pp. 491–525, for a more rigorous discussion). The surface is a slip surface if the material lines are offset tangentially. In crystallography, it is usual to define a slip system as being a combination of a particular slip plane (or family of planes) with a particular slip direction. We follow this usage in a loose way so as to include, not only crystal lattices, but also faults, bedding surfaces and even narrow shear zones.

Like many other geologists, we notice that slip systems often occur in domains. Slip planes or directions are constant within each domain, but vary abruptly from one domain to the next. For example on a microscopic scale, slip systems in crystal lattices vary in orientation from one grain (or subgrain) to another. In folded layers, fold shapes are often angular, with domains of constant layer orientation. Even conjugate fault systems tend to occur in domains, both in nature (Freund, 1974) and in experiment (Oertel, 1965; Hoeppener et al., 1969).

Another feature revealed in nature and in experiment is the predominance of one set of faults (or shear bands) over the conjugate set, in zones that have undergone simple shear, as opposed to coaxial stretching. Good field examples have been described by Berthé et al. (1979); experimental ones by Tchalenko (1970) and Hoeppener et al. (1969).

We believe there must be simple reasons for the widespread occurrence of slip-system domains and for the predominance of one set over another. We suggest that the reasons are basically kinematic and cannot be understood in terms of stress or even of strain alone.

From the start, we distinguish three processes. First, some slip systems may be created during the deformation: this is *initiation*. Others of course may be pre-existent. Second, slip systems may undergo *reorientation*, that is, changes in relative orientation, during ongoing deformation. Third, some slip systems may compete favourably with others, thus undergoing *selection*.

We suggest that kinematic constraints on these processes are basic, omnipresent and simple. Mechanical constraints must of course exist as well; but we believe that, except at initiation, they are of lesser importance. Once slip systems (especially slip surfaces) are present, they will strongly control the subsequent deformation history of the material, unless they are superseded by other slip systems. Conversely, we suggest that an imposed boundary motion will control the processes of slip system reorientation and selection. The control will be all the stronger as an active slip system approximates to an extreme and ideal mechanical model, where slip in a given direction is easy but stretching in the same direction is impossible. Such a model exhibits extreme mechanical anisotropy.

The usefulness of models with inextensible lines or surfaces has long been recognized by mathematicians, engineers and geologists alike. Much work has been done in the engineering context of fibre-reinforced aggregates (Spencer, 1972;

Rogers, 1974). In particular, it has been shown that kinematic controls on deformation are very strong. For example, if inextensible slip lines (fibres), parallel and straight before deformation, are subject to a plane strain with no volume change, (1) motion is restricted to fibre-parallel simple shearing, (2) stress distributions are restricted by the kinematics, (3) fibres can occupy domains where curvature is constant along fibres but can vary linearly across them (Rogers, 1974). Statement (1) will remind structural geologists of simple but useful kinematic models of kink bands (Paterson and Weiss, 1966; Weiss, 1980) or chevron folds (Ramsay, 1974). Statement (3) brings to mind concentric folds and relevant construction techniques (Busk, 1929). Also, inextensibility is the basis for constructing and restoring line-balanced geological cross-sections (Dahlstrom, 1969; Hossack, 1979).

In the present series of papers, we attempt to integrate some of these ideas. First, in this paper, we describe simple 2-D models where fibres occupy twinned bandlike domains with coherent boundaries. Such models are oversimplifications of nature, but they have several kinematic features which we recognize in more complex models (e.g., Etchecopar, 1977) and in nature itself. Thus the models successfully predict several major features of the preferred orientations of lattice planes observed in deformed polycrystalline aggregates. They also predict fault distributions and the geometries of angular folds. These applications will be reviewed in later papers of this series.

THE MODELS

We explore the kinds of motion that are possible in simple fibre models with coherent bandlike domains. For simplicity, we describe results valid for plane strain, although some three-dimensional models have also been investigated.

Consider first a single domain, with a single set of parallel straight fibres (Fig. 1). Let these be inextensible and indestructible material lines. If we choose reference axes parallel and normal to the fibres, then the only possible deformation history is clearly an accumulating simple shear along the fibres. If instead we choose a stationary material axis (Y-axis, Fig. 2) at an angle to the fibres, then simple

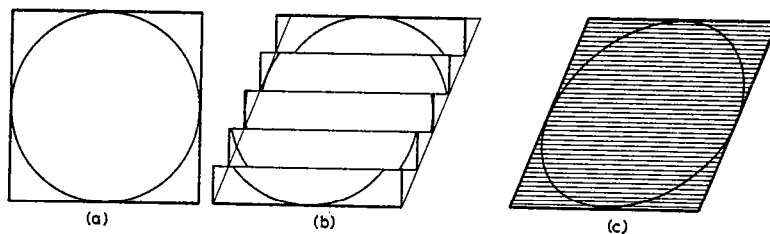


Fig. 1. Plane strain in a single domain of slip lines. Deformation is inhomogeneous for widely-spaced lines (b), homogeneous in the limit where spacing is negligible (c). Material fibres between slip lines do not stretch.

116

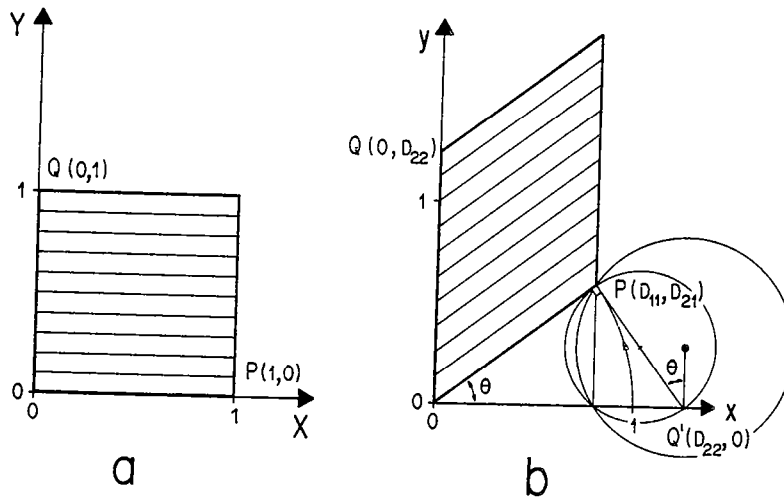


Fig. 2. Plane strain in a single domain referred to a stationary material axis (Y, y), normal to fibres in reference state (a), oblique in current state (b). Small circle is Mohr diagram for deformation gradients; large circle, for velocity gradients (see Appendix for details).

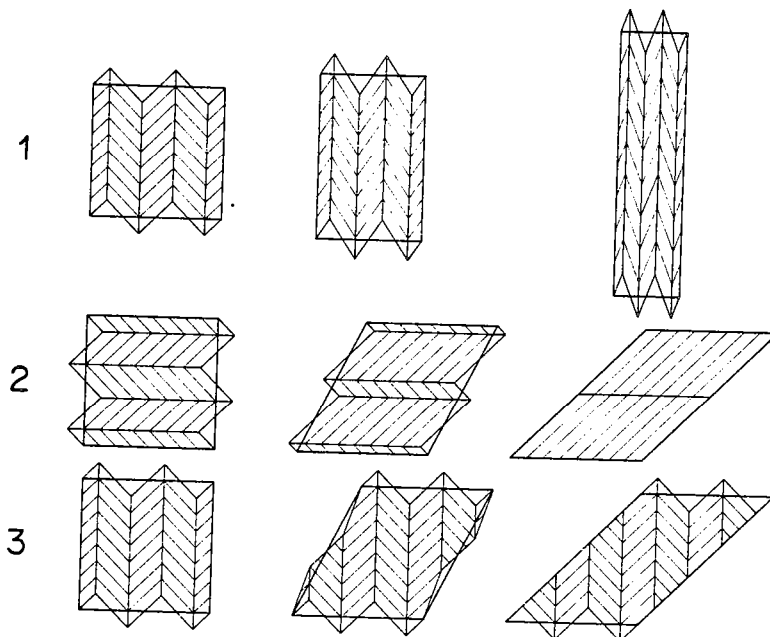


Fig. 3. Three basic modes of motion in models with band domains. Mode 1 is a kind of buckling. Mode 2 is a bulk simple shearing parallel to domain boundaries. Mode 3 is a bulk simple shearing along the average fibre direction. See text for details.

shearing along the fibres produces components of stretching and simple shearing along the material axis. Also the fibres rotate with respect to the stationary material axis.

If we require other kinds of deformation history, then either we need more slip systems in the same domain, or we need more domains. Here we explore the second alternative. Consider an array of parallel bandlike domains with indestructible fibres, where domain widths and fibre orientations alternate from band to band (Fig. 3). Such a periodicity is useful, because it ensures that the average or bulk deformation, as defined by Cobbold (1977), will be uniform throughout the array, although it may be perturbed in each band. Assume that the domain boundaries are (1) planes of mirror symmetry with respect to fibre orientation and (2) fully coherent. This does not mean that a given boundary is always to be identified with the same material line throughout a deformation history. In some histories, the boundary is allowed to migrate (propagate) through the material, without loss of continuity. The kinematics of such a process have recently been reviewed by Cobbold et al. (1984).

Coherence at a boundary means that material lines crossing it are not offset. Among such lines are the fibres themselves. By tracing a fibre from one domain to the next throughout the array and drawing the enveloping line, we define an *average fibre*. Whereas the local fibre is by definition inextensible, the average fibre can shorten indefinitely by buckling, or lengthen up to the limit where it is straight.

KINDS OF MOTION

By simple geometric constructions (Fig. 3), or by mathematical analysis (Appendix), it can be shown that the motion in our periodic array can always be described as a combination of three simple modes: boundary-parallel stretching (Mode 1), boundary-parallel shearing (Mode 2) and across-boundary shearing along the average fibre (Mode 3). These may occur singly, simultaneously, or in sequence, and may be accompanied by an arbitrary rigid motion (bulk translation and rotation) of the structure.

Mode 1 motion

During Mode 1 motion, a domain boundary is always identified with the same material line; it does not propagate. Instead, the boundary stretches (or shortens) by a factor λ_b . Because there are no volume changes, each domain width is multiplied by $1/\lambda_b$. In models with initial mirror symmetry of fibre orientations, the amount of shear along local fibres is of equal amount but opposite sense from one band to the next.

In each domain, the local deformation history is the same as that of the single domain discussed earlier (Fig. 1): there is an accumulating stretch λ_b along the boundary and also a simple shear of amount γ_b in the same direction. If domain

118

widths are initially all equal, they remain so during Mode 1. The shears γ_b are then of equal magnitudes but opposite signs. In bulk they cancel out and the deformation history is one of coaxial stretching along the boundaries and along the average fibre.

If domain widths are initially unequal, we define the fractional widths, a and $(1 - a)$, of alternating domains and the excess width, $b = (2a - 1)$, of one domain over its neighbour. These parameters remain constant during Mode 1. The average amount of shear $\bar{\gamma}_b$ parallel to boundaries is then equal to the local γ_b , multiplied by the excess width: $\bar{\gamma}_b = b\gamma_b$ (Appendix). Unless $b = 0$ (equal widths), the resulting deformation history is complex. It will be described later.

Mode 2 motion

This produces no stretch along the domain boundaries, only a simple shear (Fig. 3). It requires migration of every other domain boundary, through the material, by simple translation. Domains with fibres of one orientation (say, θ) are consumed and replaced by fibres with a twin orientation ($-\theta$). There is no shear along fibres, except at the instant when they jump from one orientation to the other. This they do by rotation through an angle 2θ .

If there is a twin structure before deformation, Mode 2 motion will conserve the fibre orientations, but change the fractional width, a . The amount of simple shear $\bar{\gamma}_b$ accumulated parallel to the boundaries during Mode 2 motion is directly proportional to the excess width, $b = 2a - 1$, of one domain with respect to its neighbour (Appendix).

Mode 3 motion

This has no visible effect on fibre orientations or domain widths (Fig. 3). It is a bulk simple shearing along the mean fibre. Both the amounts and the senses of fibre parallel shear are equal in all domains. During Mode 3 motion, material moves through the domain boundaries; or, inverting the statement, the boundaries migrate through the material. The migration of a boundary segment includes a translation (as in Mode 2), but also a rotation.

If Mode 3 motion persists, a given material fibre segment may undergo successive jumps in orientation, as it passes through several domains. Therefore the domainal structure is not a permanent feature of the material, merely a transitory state on a local scale.

Modes 1 and 2 combined

Because Mode 3 has no effect on domainal structure, it is useful to first investigate combinations of Modes 1 and 2, using a diagram where stretch across the boundary (abscissa in Fig. 4) is plotted against boundary-parallel shear (ordinate

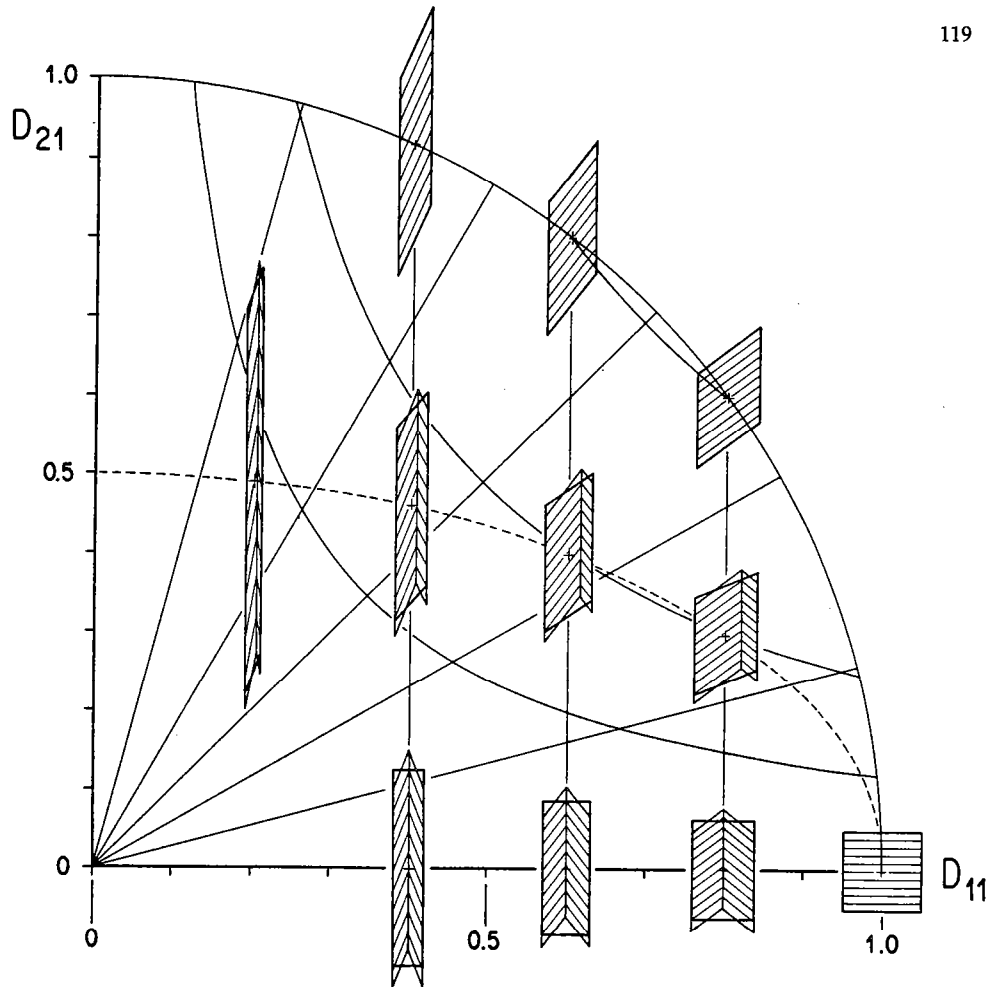


Fig. 4. Combinations of Modes 1 and 2 for twinned domains. Abscissa is width of domain pair; ordinate is displacement parallel to common boundary. Curves are deformation paths, described in text.

in Fig. 4). Only the geometry will be described here; mathematical details are in the Appendix.

Structural changes due to Mode 2 occur along vertical paths (Fig. 4); those due to Mode 1, along elliptical paths intersecting at the point (1, 0). The ellipticity of each path depends on the excess width, b , which is constant during Mode 1.

Domain structure is fully defined by two parameters: fibre orientation, θ , and excess width, b . Lines of constant θ are vertical; lines of constant b are the ellipses previously described. Hence Mode 1 is responsible for changes in fibre orientation; Mode 2 for changes in domain width.

Clearly, there is one-to-one correspondence between finite deformation and changes in domain structure. Given an initial structure and a total deformation (in Modes 1 and 2), we can predict the final structure; conversely, we can calculate the

unique total deformation that carries a given initial state into a chosen final state. This is true, regardless of the deformation path. Of course, we must not forget that there may also be any amount of Mode 3 shear which has no effect on structure.

The polar coordinates of a point in Fig. 4 have a special significance (Appendix). The radial distance from the origin is the stretch, λ_f , along the average fibre; the tangent of the polar azimuth is the amount of shear, γ_f , along the average fibre. The pair of parameters (λ_f, γ_f) is another way of describing total deformation and structural change during Modes 1 and 2.

If we know not only a total deformation but also its history, then we can predict the sequence of structural states that will result from Modes 1 and 2. This can be done graphically (Fig. 4) by plotting the deformation path and seeing what structural states lie along it. Simple deformation histories plot as simple paths. We give a few examples:

(1) Coaxial simple shearing along domain boundaries plots as a family of vertical lines.

(2) Coaxial simple shearing along the average fibre plots as a family of circular arcs concentric about the origin.

(3) Motion with steady excess width, b , plots as the family of ellipses $x^2 + y^2/b^2 = \lambda_f^2$. Where $b = 1$, these degenerate into circles; where $b = 0$, into the straight line $y = 0$, representing coaxial stretching along the average fibre.

(4) Motion with steady γ_f plots as a radial line. It is non-coaxial, with a steady kinematic vorticity number (Appendix).

(5) Coaxial stretching along the bands plots as a family of hyperbolae. The excess width varies during this coaxial stretching except where $b = 0$.

A steady excess width b implies that one part of a twinned domain pair, the part with constant b , always undergoes a simple shearing along the local fibres; whereas the remainder undergoes on average a coaxial principal stretching (pure shearing). As the respective areas remain in a fixed proportion, the excess width b is a measure of the noncoaxiality of principal stretch increments throughout the history.

All modes combined

In general, all three modes may operate synchronously and this provides three independent parameters for specifying the bulk motion and total deformation. Is this more than the minimum required?

An irrotational plane strain with no volume change requires no more than two parameters for a complete description. A rigid rotation requires 1 more; but such a rigid rotation may occur anyway in conjunction with Modes 1, 2 and 3. Hence the combination of all three modes provides one parameter more than the minimum required. The same conclusions are reached on considering the instantaneous motion.

It follows that an imposed bulk motion may be satisfied in an infinite number of ways, by combining Modes 1, 2 and 3; or in a unique way, by combining only two of these.

Kinematically, there is no limit on the amount of Mode 3 motion; whereas Mode 1 and Mode 2 become impossible in the limit where all domains acquire the same fibre orientation, that is, when the average fibre is a straight line and can stretch no further.

Of all the parameters than can be chosen to specify a bulk deformation, possibly the most useful for our purposes are (1) the stretch λ_f along the average fibre, (2) the amount of shear, γ_f , along it and (3) the amount of rotation of the average fibre. It has already been shown that λ_f and γ_f can be provided by Modes 1 and 2 alone, with consequent structural changes. Mode 3 provides an additional way of changing γ_f , but without structural change.

WAYS OF ACCOMODATING A PRESCRIBED BULK MOTION

We consider ways of satisfying two special, but geologically relevant, examples of a prescribed bulk motion, (1) an accumulating simple shear and (2) a totally rigid motion.

Bulk simple shear

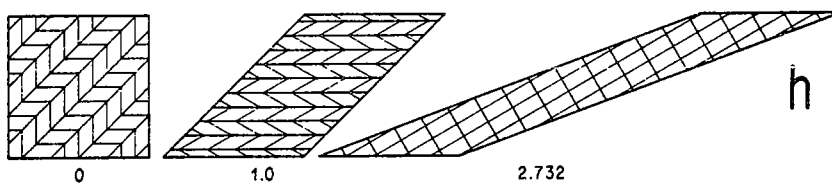
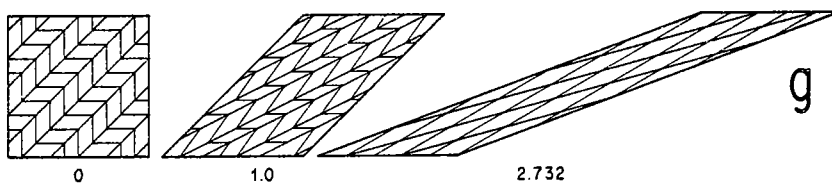
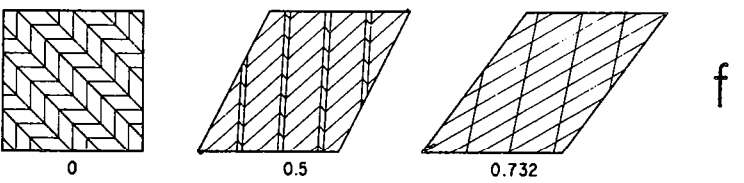
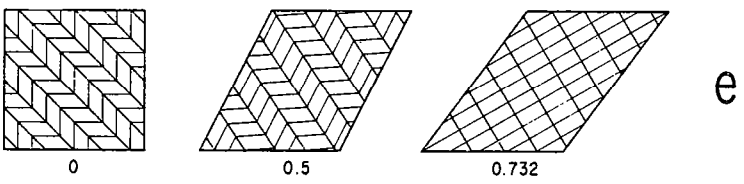
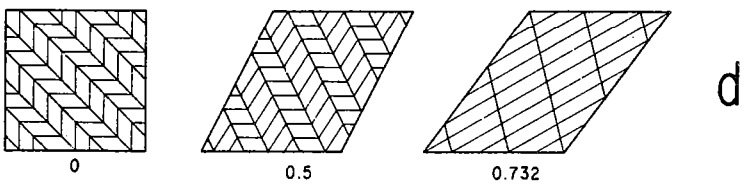
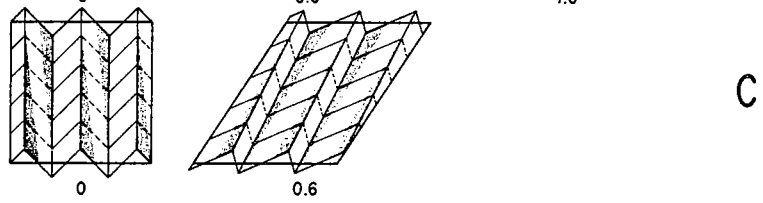
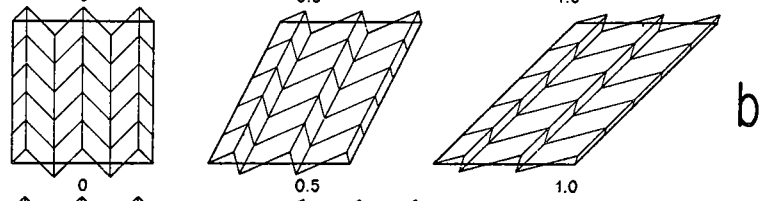
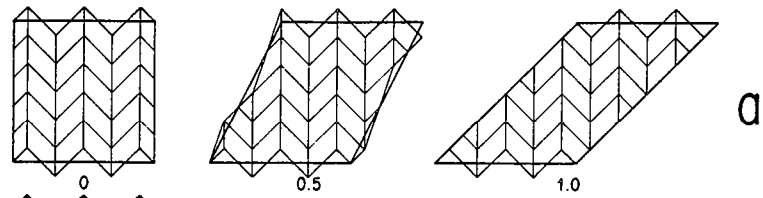
Using the foregoing ideas and geometric constructions, we consider how to accommodate a bulk simple shear, starting with three differing orientations of the average fibre (Fig. 5).

First, if the average fibre is parallel to the imposed shear direction, it has already been stated that simple shear can be accommodated by (1) Mode 3 alone, with no structural change (Fig. 5a), (2) Modes 1 and 2, with consequent structural change (Fig. 5b), or (3) combinations of the first two possibilities, in any proportion (Fig. 5c). Because the average fibre does not stretch, there is no limit to the amount of simple shear γ_s that can be accommodated. Note that structural change, due to Modes 1 and 2 combined, occurs in a unique way: one set of domains increases progressively, at the expense of the other. The one that increases is that whose sense of fibre-parallel shear due to Mode 1 is the same as the imposed bulk sense; the one that decreases has an opposite Mode 1 sense of shear.

In the limit where $\gamma_s \rightarrow \infty$, the excess width b approaches a definite limiting value. For the initial structure illustrated in Fig. 5a, b, c, this value is $b = \sqrt{2}$.

By combining a large amount of Mode 3 motion, it is possible to ensure that the sense of fibre-parallel shear is in all domains the same as the imposed sense; and by a judicious blending of all three modes, it is possible to render the motion in one set of domains totally rigid (no fibre-parallel shear, as in Fig. 5c).

Second, if the average fibre is initially at 45° to the shear direction (Fig. 5d, e, f),



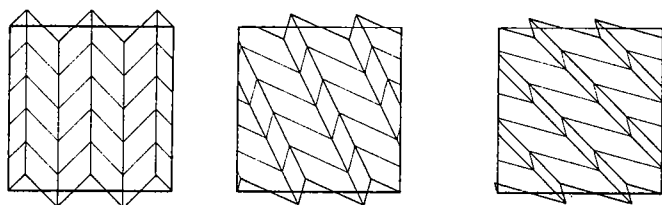


Fig. 6. Rearrangement of domainal structure, without bulk shape change. Motion is by a unique combination of Modes 1, 2 and 3.

simple shear may again be accommodated in different ways, but only up to the limit where the average fibre is straight. This limit is always reached when $\gamma_s = 0.732$, at which stage one set of domains has disappeared and $a = 1$. Notice that the simple shear can be accommodated by Modes 1 and 2 (Fig. 5d); by Modes 1 and 3 (Fig. 5e); by Modes 2 and 3 (Fig. 5f); or by any combination of these.

Finally, if the average fibre is initially at 135° to the shear direction (Fig. 5g, h) the maximum amount of simple shear that can be accommodated is $\gamma_s = 2.732$. This can be achieved by combining Modes 1 and 2 (Fig. 5g); or by Modes 1 and 3 (Fig. 5h); but not by Modes 2 and 3 while the average fibre is in the process of shortening ($0 < \gamma_s < 1$).

Bulk rigid motion

As well as the trivial solution where the initial state undergoes no change (apart from a rigid rotation and translation), there is one way of satisfying an imposed bulk rigid motion, and that is by combining simple shear in Modes 1 and 2 (Fig. 5b), with simple shear in the opposite sense due to Mode 3 (Fig. 5a). The result (Fig. 6) is no bulk shape change at all, but an internal reorganization of domainal perturbations. Changes of this kind may be interesting in the context of recrystallization in polycrystalline aggregates.

NUMBER OF INDEPENDENT SLIP SYSTEMS

Taylor (1938) and Oertel (1965) have discussed the minimum number of slip systems required to accommodate a bulk rate of deformation, in situations where the systems act independently and within the same space. The analysis is therefore applicable to single crystals or polycrystalline aggregates where several slip systems

Fig. 5. Ways of accommodating a bulk simple shear, according to initial structure and amount of Mode 3 motion. Average fibre is initially at an angle of 0° (a, b, c), 45° (d, e, f) or 135° (g, h) to the imposed shear direction. Numbers indicate amount of simple shear at various stages. Shaded area (Fig. 5c) indicates material that passes through domain boundary.

are available in each crystal. For a plane strain with no rigid rotation, a minimum of two independent slip systems is needed. This agrees with the condition, earlier discussed, that two parameters are needed to describe a plane strain with no volume change.

In the banded fibre models discussed in this paper, exactly the same conditions (two independent slip systems) are required to satisfy the bulk motion. For example, Modes 1 and 3 combined can provide slips of differing magnitudes in adjacent domains; hence the two fibre orientations can be considered as independent slip systems. In contrast, Mode 1 alone produces slips of equal magnitude and opposite sense in adjacent domains. Under these conditions, the two fibre orientations are not independent slip systems.

Mode 2 motion can be considered as occurring along yet another slip system: the interdomain boundaries. Boundary propagation allows boundary-parallel shear without loss of material continuity.

Note that within each domain, there is only one slip system, the fibres. Hence the organization into domains allows deformation to proceed with slip systems fewer than stipulated by Taylor (1938).

PREFERRED ORIENTATIONS OF FIBRES

In each of our ideal banded models, there are only two possible fibre orientations, at angles θ and $-\theta$ to the domain boundary. The angle θ changes in value as a result of Mode 1 motion alone. If we know the initial value θ_0 , then θ measures the amount of boundary stretch, λ_b . For example, if $\theta_0 = 45^\circ$, then $\cos \theta = 1/\lambda_b\sqrt{2}$. In the absence of Modes 2 and 3, the fibre then lies between two other lines, (1) the direction of no stretch, given by $\tan \theta = 1/\lambda_b$ and (2) the direction of maximum amount of shear, given by $\tan \theta = 1/\lambda_b^2$ (Fig. 7).

An orientation distribution function (ODF) of fibres may be defined by assigning frequencies a and $(1-a)$ to fibres in orientations θ and $-\theta$, zero frequency to other orientations. Changes in interpeak angle, 2θ , are due to Mode 1 motion; changes in relative frequency, $b = 2a - 1$, to Mode 2; Mode 3 has no effect on an ODF.

In our models, a final ODF depends upon (1) the initial ODF, (2) the total bulk deformation and (3) the amount of Mode 3 motion that we allow. Recall the geologically interesting example of an imposed simple shear (Fig. 5). If the average fibre lies along the shear direction (Fig. 5a, b, c), Modes 1 and 2 combine to produce a preferred orientation with maximum frequency close to the shear direction. In contrast, if the average fibre is highly oblique to the shear direction (Fig. 5d, f, g) and Mode 2 predominates over Mode 3, an initial preferred orientation along the shear direction decreases in frequency, until it vanishes altogether: whereas one initially normal to the shear direction increases in frequency. It may seem paradoxical that fibres already in the imposed shear direction should be reoriented out of it.

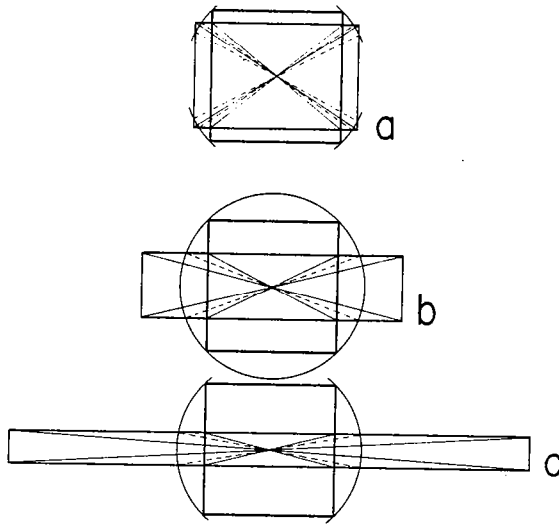


Fig. 7. Position of inextensible domainal fibres (dotted lines) between (1) lines of no bulk stretch (passing through intersections of square and rectangle) and (2) lines of maximum amount of shear (passing through corners of rectangle), for three stages of coaxial bulk stretching (Mode 1).

In fact, the other fibres oblique to the imposed shear direction cannot stretch, but instead increase in length by addition of new fibre at their ends. This additional fibre is reoriented out of the imposed shear direction.

SOME MECHANICAL IMPLICATIONS

Amongst the kinds of motion kinematically admissible in our models, not all will be mechanically admissible in a given situation. The choice will depend primarily on the rheology of the fibre material, but also on the distribution of forces applied on the external boundary of a model. We will not discuss specific solutions here, but wish to draw attention to some general features.

First, the dominant rheological property of the fibre material is the relationship between shearing along the fibres, shear stress S in the same direction and normal stress across them (Rogers, 1974, p. 194). There is also in general a tensile stress T along the fibres, but this does no work because the fibres are inextensible.

If we consider a uniform state of stress with principal directions parallel and normal to the banding and a resolved shear stress S sufficient to overcome shear resistance along the fibres, then resulting shearings will have equal values but opposite signs in adjacent bands. These are the conditions for Mode 1 motion alone, with no boundary propagation.

If, in contrast, principal stresses are oblique to the banding, the resolved values of S may drive Modes 2 and 3 as well. Which mode occurs or in what proportion, for a

given stress distribution? This depends (1) on the shear resistances in each domain and (2) on the resistance to boundary migration. Mathematically, the boundary is described as a strain discontinuity (see also Cobbold et al., 1984), but physically it may in fact be a narrow transition zone with special physical properties. For example, fibre attitude may change progressively across the transition zone. If so, resistance to boundary migration may include (1) resistance to shearing along fibres in the transition zone and (2) bending resistance of fibres, if these have finite thickness.

Clearly, if resistance to boundary migration is very high, neither Modes 2 nor 3 can occur. Under oblique stresses, the fibre tension T can then be very different from one domain to the next. Indeed it may reach values sufficiently large to cause rupture of fibres in one set of domains, by a mechanism so far not considered. We suggest that fibre rupture is critical in the selection of one domain over another during some geological processes, such as faulting and dynamic recrystallization.

GEOLOGICAL APPLICABILITY OF THE MODELS

To discuss the geological applicability of the models, it is useful first to recall the main assumptions:

- (1) Models contain alternating bandlike domains.
- (2) Material is made of straight parallel fibres.
- (3) Fibres are indestructible and inextensible.
- (4) Fibre orientation is constant in each domain.
- (5) Domain boundaries are coherent.
- (6) Domain boundaries bisect angles between fibres in adjacent (twin) domains.
- (7) Domain widths and fibre orientations alternate regularly, forming a periodic array.

Conditions as strict as these are unlikely to hold in nature. To what extent should they be relaxed? How well do geological structures conform to the predictions of the strict models? We will discuss these questions briefly, with reference to folded layers, crystal lattice orientations (fabrics) and faults and shear zones. Detailed applications will be left for future publications.

Folded layers

It is well known that in regular layer sequences, where slip between the layers occurs readily, folds tend to be angular, with symmetrically orientated straight limbs. Geological examples are chevron folds and kink-bands in folded turbidites or phyllites. There is ample experimental evidence (Paterson and Weiss, 1966; Ghosh, 1968; Cobbold et al., 1971; Johnson, 1977; Latham, 1979) to show that fold angularity, dip symmetry and limb straightness increase with relative ease of slip

and difficulty of stretch along layers. Theoretical and numerical calculations have yielded the same result (Cobbold, 1976b; Casey and Huggenberger, 1985). Furthermore, the migration of axial planes (hinge-rolling) has been observed experimentally (Paterson and Weiss, 1966; Weiss, 1980; Cobbold et al., 1971) and some geological evidence for the process has been presented (e.g., Cobbold, 1976a). Thus we feel that our kinematic models should be well applicable to folded layers, where these can be shown not to have stretched. Under these conditions, a finite fold geometry should reveal a finite deformation (Modes 1 and 2), unique to within an unknown amount of bulk slip along the layering (Mode 3). The same result can of course be obtained by line-balancing (Hossack, 1979), with the same degree of indeterminacy, unless a pin-line is available, or there is independent control on the amount and sense of layer-parallel slip (using, for example, slickensides or offset worm-tubes).

Fabrics

Then above models may be applicable to crystal lattices, as long as (1) there is only one active slip direction in each grain, (2) grain boundaries are coherent and (3) grains are organized into bandlike domains. Condition (1) is seldom met in polycrystalline materials; but some deform by slip along a limited number of slip directions. Thus quartz grains commonly deform by slip along either one of the three $\langle a \rangle$ -axes. As long as one direction is operating alone, that may be considered as inextensible (see Oertel, 1983).

The condition of coherence at grain boundaries is not likely to be a strict one; but it is a tendency that may become stronger as a given grain boundary becomes longer.

Finally, an organization into domains is a common feature, as witnessed for example by the AVA diagrams of Sander (1970) and remarked by Oertel (1983). If domains are no wider than one grain, domain boundary migration requires grain-boundary migration, which appears to be restricted under many conditions; but domains that encompass several grains may widen sequentially by grain rotation.

Faults

Conjugate fault sets are commonly organized into domains, such that one set is predominantly if not exclusively present in each domain. Domain boundaries may be coherent, if oblique to both fault sets; incoherent, if parallel to one fault set. Fibres will be indestructible as long as (1) a fault set is active and (2) there is no stretching parallel to it on a local scale; otherwise fibres may be destroyed and domain boundaries migrate, not by fibre rotation, but by simple replacement (cross-cutting) of one set of faults by another.

CONCLUSIONS

The main conclusions we draw from this study are as follows:

(1) At various scales in rocks, slip systems are commonly observed to occupy domains, each of uniform slip-system orientation. This applies to examples of faults, shear zones, folded bedding planes and crystal lattices.

(2) Domainal behaviour in plane strain can be modelled as simple shearing along inextensible fibres.

(3) A fibre model with an array of alternating coherent band domains can undergo a uniform bulk strain, with local perturbations in the domains.

(4) If (1) domain boundaries are planes of mirror symmetry with respect to fibre attitude, θ , and (2) domains have alternating fractional widths, a and $(1 - a)$, motion in the models can be described as a combination of three independent modes, plus a bulk rigid motion. The three modes are distinguished according to the style of domain boundary migration.

(5) During Mode 1 motion, domain boundaries do not migrate at all; instead they stretch. Shearings along fibres are of equal value but opposite sense from one domain to the next. Fibre attitude θ changes, but fractional domain width, a , does not. The bulk motion is a coaxial stretching along the domains, plus an amount of simple shearing, in the same direction, proportional to the excess width, $b = 2a - 1$.

(6) During Mode 2 motion, every other domain boundary migrates by translation, causing a change in b . Boundaries do not stretch. There is no shearing along fibres and no change in fibre orientation, θ . The bulk motion is a simple shearing parallel to domain boundaries.

(7) During Mode 3 motion, boundaries migrate by translation and rotation; they do not stretch. Shearings along fibres are of equal amount and sense in all domains. There are no changes in domainal structure (θ or a). The bulk motion is a simple shearing along the average fibre direction.

(8) The three modes plus a rigid rotation provide one more than the minimum necessary to accommodate an arbitrary bulk motion. Thus the final choice depends on mechanical factors, especially the relative resistances to fibre shearing and domain boundary migration.

(9) A bimodal orientation distribution function (ODF) may be defined by assigning frequencies a and $(1 - a)$ to orientations θ and $-\theta$. Changes in interpeak angle, 2θ , are due to Mode 1 motion; changes in relative frequency, $b = 2a - 1$, to Mode 2. Mode 3 has no effect on the ODF.

(10) A bulk simple shear may be accommodated by various combinations of Modes 1, 2, 3, depending on initial structure. Large amounts of simple shear are possible only if the average fibre is parallel to the bulk shear direction. This produces an ODF with a maximum peak close to the shear direction.

(11) There is one combination of Modes 1, 2, 3 which produces an internal reorganization of domainal structure, without any bulk shape change.

ACKNOWLEDGEMENTS

Aspects of this work were presented at the International Conference on Tectonic and Structural Processes, Utrecht, April 1985. We thank colleagues at the meeting and at Rennes for useful discussion. G. Oertel reviewed the final manuscript.

Appendix: MATHEMATICAL ANALYSIS

Theory of motion

We first summarize several simple relationships discussed in detail by Truesdell and Toupin (1960, pp. 226–374). The current state at time t in a deforming material is described using a Cartesian coordinate frame, \mathbf{x} . Bold symbols indicate vectors or tensors. The current state is compared with a reference state, defined at time t_0 , and described using another Cartesian frame, \mathbf{X} . During the motion, \mathbf{X} deforms with the material. The *deformation* is defined to be the transformation:

$$\mathbf{x} = \mathbf{x}(\mathbf{X}) \quad (1)$$

from which:

$$d\mathbf{x} = \mathbf{D} \cdot d\mathbf{X} \quad (2)$$

where \mathbf{D} is the *deformation gradient*, a tensor with Cartesian components $D_{ij} = \partial x_i / \partial X_j$. The dot in eqn. (2) indicates an inner (matrix) product of two tensors.

The *particle velocity*, $\dot{\mathbf{x}} = \partial \mathbf{x} / \partial t$, is the rate of change of spatial position, \mathbf{x} , at constant material position, \mathbf{X} . Differentiating (2) at constant \mathbf{X} , we obtain:

$$\dot{\mathbf{x}} = \dot{\mathbf{D}} \cdot d\mathbf{X} \quad (3)$$

where $\dot{\mathbf{D}}$ is a *material gradient of velocity*, with Cartesian components $\dot{D}_{ij} = \partial \dot{x}_i / \partial X_j$. The *spatial gradient of velocity*, \mathbf{v} , is given by:

$$\dot{\mathbf{x}} = \mathbf{v} \cdot \mathbf{x} \quad (4)$$

and has Cartesian components $v_{ij} = \partial \dot{x}_i / \partial x_j$. From (2), (3) and (4), we obtain the following relationship between velocity gradients in the spatial and material frames (see also Truesdell and Toupin, 1960, page 341):

$$\dot{\mathbf{D}} = \mathbf{v} \cdot \mathbf{D} \quad (5)$$

The tensor \mathbf{v} can be expressed as the sum of two other tensors, one symmetric, the other antisymmetric:

$$\mathbf{v} = \mathbf{d} + \mathbf{w} \quad (6)$$

where \mathbf{d} is the symmetric *stretching* and \mathbf{w} is the antisymmetric *spin*. The ratio of the intensities of these yields the kinematic vorticity number, W :

$$W = (w_{ij}w_{ij}) / (d_{kl}d_{kl}) \quad (7)$$

This is a measure of the instantaneous rotational character of the flow (Truesdell

130

and Toupin, 1960, p. 363; Means et al., 1980). If W is steady, it is also a good measure of the non-coaxiality of the entire motion.

Single fibre domain

Consider a single domain with inextensible fibres, uniformly oriented (Fig. 2). In the reference state, fibres are parallel to X ; in the deformed state, they make an angle θ with x . The Y and y axes coincide at all times. Point Q moves along the y -axis, point P describes a circular arc about the origin. Strain is plane and uniform in the domain. From (2), the current coordinates of Q are therefore $(0, D_{22})$; those of P are (D_{11}, D_{21}) . In terms of θ ,

$$\begin{aligned} D_{11} &= \cos \theta \\ D_{12} &= 0 \\ D_{21} &= \sin \theta \\ D_{22} &= \sec \theta \end{aligned} \quad (8)$$

The deformation gradient tensor can be represented using a Mohr diagram of the second kind (De Paor and Means, 1984), where diagonal components (D_{11} and D_{22}) are plotted along x , off-diagonal components (D_{12} and D_{21}) along y . The deformation gradient with components as in (8) plots as an off-axis circle (Fig. 2). The pole to the Mohr circle is P . During the motion, the pole curve (Cutler and Elliott, 1983) is the circular arc described by P .

From (8), the material gradients of velocity are:

$$\begin{aligned} \dot{D}_{11} &= (-\sin \theta) \dot{\theta} \\ \dot{D}_{12} &= 0 \\ \dot{D}_{21} &= (\cos \theta) \dot{\theta} \\ \dot{D}_{22} &= (\sin \theta / \cos^2 \theta) \dot{\theta} \end{aligned} \quad (9)$$

Using (5), the spatial gradients of velocity are calculated to be:

$$\begin{aligned} v_{11} &= (-\tan \theta) \dot{\theta} \\ v_{12} &= 0 \\ v_{21} &= (1 - \tan^2 \theta) \dot{\theta} \\ v_{22} &= (\tan \theta) \dot{\theta} \end{aligned} \quad (10)$$

Twinned domains

Consider twinned domains in the current state, with fibre orientations at attitudes θ and $-\theta$ with respect to x (Fig. 4). The twin boundary is parallel to y . The fractional widths of the twins are a and $(1 - a)$, so that the excess width b of the

first twin over the second twin is $b = a - (1 - a) = (2a - 1)$. In the reference state, fibres are parallel to X , as before.

The average deformation gradient \bar{D} (Cobbold, 1977) of the twinned pair has components as in (6), with one exception:

$$\bar{D}_{21} = aD_{21}^+ + (1 - a)D_{21}^- = a \sin \theta^+ - (1 - a) \sin \theta^- = b \sin \theta^+ = bD_{21}^+ \quad (11)$$

where the superscripts $+$ and $-$ are used to distinguish one twin from the other. Thus the average shear along y depends linearly upon the excess width. If $a = 0.5$, the twins have equal widths, the excess width is $b = 0$ and there is no shear along y ; if $a = 1$, one twin vanishes, $b = 1$ and the shear along y is a maximum for a given θ .

The attitude $\bar{\theta}$ of the average fibre, running without offset across the twins, is given by

$$\sin \bar{\theta} = \bar{D}_{21} = b \sin \theta^+ \quad (12)$$

The stretch $\bar{\lambda}_f$ of the average fibre is by definition the square root of the normal component of Green's strain tensor, \bar{C} , in that direction (Truesdell and Toupin, 1960, p. 257; De Paor, 1983):

$$\bar{\lambda}_f^2 = \bar{C}_{11} = \bar{D}_{11}^2 + \bar{D}_{21}^2 \quad (13)$$

The fibre stretch is therefore the radial distance from the origin in Fig. 4. For one domain only, the fibre is inextensible and $\bar{\lambda}_f = 1$. For twinned domains, using (11) and (13):

$$\bar{\lambda}_f^2 = \cos^2 \theta^+ + b^2 \sin^2 \theta^+ \quad (14)$$

so that the fibre stretch, for a given θ^+ , depends on the excess width.

The fibre shear $\bar{\gamma}_f$ (amount of shear along the average fibre) is:

$$\bar{\gamma}_f = \tan \bar{\theta} = b \tan \theta^+ \quad (15)$$

where $\bar{\theta}$, the average fibre attitude, is the azimuth of a radial line in Fig. 4. The fibre shear depends linearly upon the excess width.

The average velocity gradients in the pair of twins are the same as those for a single twin, with the following exceptions, obtained from (11), using (3) and (4):

$$\begin{aligned} \bar{D}_{21} &= b\dot{D}_{21}^+ + \dot{b}D_{21}^+ \\ v_{21} &= bv_{21}^+ + \dot{b}\gamma_b^+, \end{aligned} \quad (16)$$

where \dot{b} is the migration rate of the boundary.

REFERENCES

- Berthé, D., Choukroune, P. and Gapais, D., 1979. Orientations préférentielles du quartz et orthogneissification progressive en régime cisailant: l'exemple du cisaillement sud-armoricain. *Bull. Minéral.*, 102: 265-272.
- Busk, H.G., 1929. *Earth Flexures*. Cambridge Univ. Press, London, 106 pp.
- Casey, M. and Huggenberger, P., 1985. Numerical modelling of finite-amplitude similar folds developing under general deformation histories. *J. Struct. Geol.*, 7: 103-114.

- Cobbold, P.R., 1976a. Fold shapes as functions of progressive strain. *Philos. Trans. R. Soc. London., Ser. A*, 283: 129–138.
- Cobbold, P.R., 1976b. Mechanical effects of anisotropy during large finite deformations. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 18 (6): 1497–1510.
- Cobbold, P.R., 1977. Description and origin of banded deformation structures. I. Regional strain, local perturbations and deformation bands. *Can. J. Earth Sci.*, 14 (8): 1721–1731.
- Cobbold, P.R., Cosgrove, J.W. and Summers, J.M., 1971. Development of internal structures in deformed anisotropic rocks. *Tectonophysics*, 12: 23–53.
- Cobbold, P.R., Means, W.D. and Bayly, M.B., 1984. Jumps in deformation gradients and particle velocities across propagating coherent boundaries. *Tectonophysics*, 108: 283–298.
- Cutler, J. and Elliott, D., 1983. The compatibility equations and the pole to the Mohr circle. *J. Struct. Geol.*, 5: 287–298.
- Dahlstrom, C.D.A., 1969. Balanced cross sections. *Can. J. Earth Sci.*, 6: 743–757.
- De Paor, D.G., 1983. Orthographic analysis of geological structures. I. Deformation theory. *J. Struct. Geol.*, 5: 255–278.
- De Paor, D. and Means, W.D., 1984. Mohr circles of the First and Second kind and their use to represent tensor operations. *J. Struct. Geol.*, 6: 690–702.
- Etchecopar, A., 1977. A plane kinematic model of progressive deformation in a polycrystalline aggregate. *Tectonophysics*, 39: 121–139.
- Freund, R., 1974. Kinematics of transform and transcurrent faults. *Tectonophysics*, 21: 93–134.
- Ghosh, S.K., 1968. Experiments of buckling of multilayers which permit interlayer gliding. *Tectonophysics*, 6(3): 207–249.
- Hoepfner, R., Kalthoff, E. and Schrader, P., 1969. Zur physikalischen Tektonik: Bruchbildung bei verschiedenen affinen Deformationen im Experiment. *Geol. Rundsch.*, 59: 179–193.
- Hossack, J.R., 1979. The use of balanced cross-sections in the calculation of orogenic contraction: a review. *J. Geol. Soc. London*, 136: 705–711.
- Johnson, A.M., 1977. Styles of Folding. *Develop. Geotectonics*, Vol. 11. Elsevier, Amsterdam, 406 pp.
- Latham, J.P., 1979. Experimentally developed folds in a material with a planar mineral fabric. *Tectonophysics*, 57: T1–T8.
- Means, W.D., Hobbs, B.E., Lister, G.S. and Williams, P.F., 1980. Vorticity and non-coaxiality in progressive deformations. *J. Struct. Geol.*, 2: 371–378.
- Oertel, G., 1965. The mechanism of faulting in clay experiments. *Tectonophysics*, 2: 343–393.
- Oertel, G., 1983. Construction of crossed girdles by superposing four subfabrics, each with a single maximum. *Geol. Rundsch.*, 72: 451–467.
- Paterson, M.S. and Weiss, L.E., 1966. Experimental deformation and folding in phyllite. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 77: 343–374.
- Ramsay, J.G., 1974. Development of chevron folds. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 85: 1741–1754.
- Rogers, T.G., 1974. Anisotropic elastic and plastic materials. In: Thoft-Christensen (Editor), *Continuum Mechanics Aspects of Geodynamics and Rock Fracture Mechanics*. Reidel, Dordrecht, pp. 177–200.
- Sander, B., 1970. An Introduction to the Study of Fabrics of Geological Bodies. Pergamon, Oxford, 641 pp.
- Spencer, A.J.M., 1972. Deformations of fibre-reinforced Materials. Oxford Science Research Papers, Clarendon Press, Oxford.
- Taylor, G.I., 1938. Plastic strain in metals. *J. Inst. Met.*, 62: 307–324.
- Tchalenko, J.S., 1970. Similarities between shear zones of different magnitudes. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 81: 1625–1640.
- Truesdell, C. and Toupin, R., 1960. The classical field theories. In: S. Flügge (Editor), *Handbuch der Physik*. Springer, Berlin, Vol. 3, (1), pp. 226–793.
- Weiss, L.E., 1980. Nucleation and growth of kink bands. *Tectonophysics*, 65: 1–38.

X-2

Publié avec l'aimable autorisation de :

Elsevier Science Publishers Ltd.

Slip system domains. 2. Kinematic aspects of fabric development in polycrystalline aggregates

DENIS GAPAIS and PETER ROBERT COBBOLD

Laboratoire de Géologie Structurale, C.A.E.S.S. (CNRS), Université de Rennes, 35042 Rennes Cedex (France)

(Received June 30, 1986; accepted for publication August 13, 1986)

Abstract

Gapais, D. and Cobbold, P.R., 1987. Slip system domains. 2. Kinematic aspects of fabric development in polycrystalline aggregates. *Tectonophysics*, 138: 289–309.

In the first paper of the present series (Cobbold and Gapais, 1986), we develop theoretical models of plane strain domainal deformation by slip along inextensible and indestructible fibres. For such extreme mechanical conditions, we show that deformation is largely controlled by kinematic factors. We use our models to explain domainal patterns of natural slip systems, including bedding and foliation planes, faults, ductile shear zones and lattice planes.

The present paper focusses on kinematic aspects of fabric development in polycrystalline aggregates. A three-dimensional kinematic model is developed. It reveals that common quartz fabrics may develop domainally by reorientation and selection of inextensible slip directions ($\langle a \rangle$ axes) or slip planes with initially random orientation. Stable orientations of slip directions are close to both surfaces of no finite extension and orientations of large amount of shear. We explain (1) common patterns of quartz $\langle a \rangle$ and c -axis fabrics (e.g., small circles and crossed girdles), (2) characteristic differences between fabric patterns according to the shape of the finite strain ellipsoid and (3) development of asymmetric fabrics during non coaxial deformation histories. This last process involves selective destruction or replacement of certain orientation domains, so that a preferred orientation of slip lines develops, close to the bulk shear direction. Rotation recrystallization is shown to be an efficient natural selection mechanism.

The models also account for many microstructural features found in oriented polycrystalline rocks, especially (1) alternating band-like (or kink-like) domains of twinned preferred orientations, (2) individual grains or clusters of grains with retort-like shapes and extensive recrystallisation at boundaries and (3) small-scale shear bands, formed by strain partitioning and shear localization.

Introduction

For some time now, material scientists and geologists have noticed that preferred orientations of crystal lattices are closely dependent upon bulk strain (see Turner and Weiss, 1963) and also upon displacement history (see Sander, 1970; Nicolas and Poirier, 1976). For example, the asymmetry of fabric with respect to principal strains often proves to be a reliable shear sense indicator (see discussions in Nicolas and Poirier, 1976; Bouchez et al., 1983; Passchier, 1983; Simpson and Schmid, 1983). These ideas, however, have remained qualitative,

and their physical bases unclear. Thus, different authors have emphasized the dependence of fabrics on different factors including (1) stress field (Kamb, 1959; Shelley, 1971), (2) strain (Hara, 1971; Oertel, 1983; Law et al., 1984), (3) deformation history (see Nicolas and Poirier, 1976; Lister and Hobbs, 1980) and (4) crystal symmetry and the relative activities of various slip systems (Lister et al., 1978; Lister and Paterson, 1979; Bouchez and Pécher, 1981; Lister, 1981; Schmid and Casey, 1986).

In the present series of papers, we try to show how kinematic factors can control the orientation

distribution functions (ODFs) of various types of slip systems including (1) lattice planes, (2) faults and shear zones, and (3) bedding and foliation planes.

In a first paper (Cobbold and Gapais, 1986), we examine in detail an ideal two dimensional situation where (1) motion is restricted to simple shearing along inextensible and indestructible straight fibres, and (2) fibres are distributed in band-like domains with twinned fibre orientations and coherent boundaries. Under such extreme mechanical conditions, changes in the spatial distribution and orientation of slip systems during deformation are largely governed by kinematic factors. In particular, we argue (1) that slip lines occupy characteristic preferred orientations which depend mainly on the orientation and magnitude of bulk (mean) strain axes, and (2) that the relative sizes of orientation domains govern the bulk velocity field and its degree of non-coaxiality. Two extremely simple examples illustrate these ideas: (1) twinned domains imply a coaxial bulk deformation (pure shearing), and (2) a single domain implies simple shearing.

We now want to explore the geological relevance and the mechanical limits of the banded fibre model.

Different fields of applications come to mind, depending on the structure of the material before deformation. We consider (1) a single domain of parallel fibres, (2) multiple domains with randomly orientated slip systems, and (3) a homogeneous domain with no initial slip systems but able to develop them. Situation (1) obviously applies to certain fold structures (kink-bands, chevron folds, crenulations, concentric folds) where most of the deformation is achieved through slip along bedding or foliation planes. This topic has been implicitly investigated in the first paper of the present series (Cobbold and Gapais, 1986). Situation (3) is relevant to shear zones and faults where initiation has to be considered and the role of mechanical factors may be critical. These structures will be considered in a later paper. The present contribution focusses on preferred lattice orientations which belong to category (2) above.

We first describe some basic geometric conditions of fabric development. Then we discuss the

kinematics of lattice reorientation using (1) results of existing kinematic models (Etchecopar, 1974, 1977; Oertel, 1983), (2) theoretical predictions of our fibre models, and (3) natural quartz fabric data. Finally, we examine the selection of slip system orientations during various kinds of deformation histories and the possible mechanisms which lead to changes in domain sizes.

Kinematic requirements for fabric development

We consider a polycrystalline aggregate deforming by a mechanism of dislocation glide, that is, slip along certain lattice planes and directions. If the lattices are randomly oriented before deformation, then generally speaking they will acquire a preferred orientation during deformation. Under what conditions does this occur and why? The question has been addressed by Etchecopar (1977, 1984), Lister et al. (1978), Bouchez et al. (1983) and others. Our purpose here is to provide a rapid and by no means complete summary. Unfortunately much of the literature on the subject is rather complex, if not confusing.

First, consider slip on a single set of crystal lattice planes, in a given direction. With reference to axes embedded in the lattice, such a slip can be considered macroscopically as a simple shear. Physically, the slip in no way distorts the original lattice; whereas macroscopic material lines, including the crystal boundary, in general become deformed. Thus it is useful to distinguish between lattice axes and grain axes.

Now consider simultaneous slip on several independent slip systems in a single grain. Macroscopically, the deformation is a combination of several simple shears, with respect to lattice axes. Once again, the lattice itself is in no way distorted; but macroscopic material lines, including the grain shape, undergo deformation, with components of strain and rigid rotation. Often, the relative rotation between lattice and grain axes is smaller for several slip systems, than it is for one slip system alone because of the competing vorticities (rates of rotation) of conjugate shear systems.

Turning now to a larger scale, it is useful to define a third set of axes, for the entire aggregate. The development of a preferred lattice orientation

for the aggregate must mean that there are systematic relative rotations between lattice axes and aggregate axes. These may be due partly to the lattice/grain rotations induced by slip; but partly also to grain/aggregate rotations, which occur so as to maintain continuity. Because of their differing lattice orientations, adjacent grains tend to undergo differing strains, even if stress is uniform (which it may not be). For all but the weakest continuity conditions at a common grain boundary (easy slip, much material loss or gain, or extreme mobility), a jump in strain requires a jump in rigid rotation across the boundary (see Ramsay and Graham, 1970; Cobbold, 1983, 1977; Cobbold et al., 1984). This implies relative rotations between grains and hence grain/aggregate rotations.

To understand the mechanisms of development of a preferred orientation, we need to know which are the most significant, lattice/grain rotations or grain/aggregate rotations.

The Taylor-Bishop-Hill models (Taylor, 1938; Bishop and Hill, 1951), as used by Lister et al. (1978), imply both kinds of rotations. Lattice/grain rotations tend to be small, because five slip systems are required to operate in each grain, to ensure a homogeneous strain at aggregate scale. Grain/aggregate rotations are calculated without any regard for specific grain to grain contacts. Thus it is difficult to assess the relative roles of both kinds of rotation in such models.

The kinematic models discussed in the following sections also make use of both kinds of rotations; and both tend to be large. Lattice/grain rotations are maximized because only one slip system is allowed in each grain. Grain/aggregate rotations are large, because continuity conditions are severe (no material loss or gain, little or no boundary migration, restricted boundary slip). We aim to show that the kinematic models provide remarkably good first approximations to what happens in a material with one dominant slip system, deforming at moderate temperature and grain size.

2D kinematic models of coaxial straining

It is simplest to consider first those deformation histories where the principal stretches accu-

mulate coaxially. We start with the simplest 2D models (plane strain), and then go on to 3D in the next section.

Symmetric kink-band model

Application of a kink-band model (Fig. 1, left-hand side) to fabric development was envisaged by Oertel (1983). The kink mode of motion is one of the three plane-strain modes valid for banded fibre models with coherent boundaries and alternating fibre orientations (Cobbold and Gapais, 1986; Fig. 1). It is labelled here mode 1. The main features are as follows.

- (1) The domain boundaries are non-migrating material planes, across which slip lines are never offset.
- (2) Slip lines are indestructible and inextensible fibres. By tracing them across successive domains, we define the *average fibre*.
- (3) At all stages of coaxial straining, the fibres in adjacent domains are symmetrically oriented with respect to domain boundaries.
- (4) Average fibres and domain boundaries are always principal directions of bulk strain.
- (5) Shearings along fibres in adjacent domains have equal values but opposite senses.
- (6) During progressive straining, the fibres rotate towards the extension direction, so as to

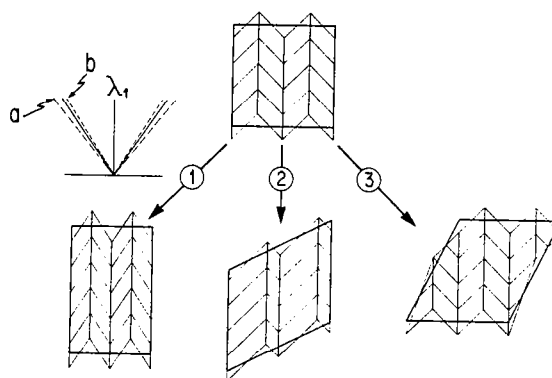


Fig. 1. The three elementary modes of motion for the ideal banded fibre model. Bulk deformation is revealed by heavy lines. Domain boundaries are vertical. Average fibre is horizontal in undeformed state (top). Mode 1 motion operating alone results in fibre orientations between lines of no finite extension (a) and maximum amount of shear (b). See text for details.

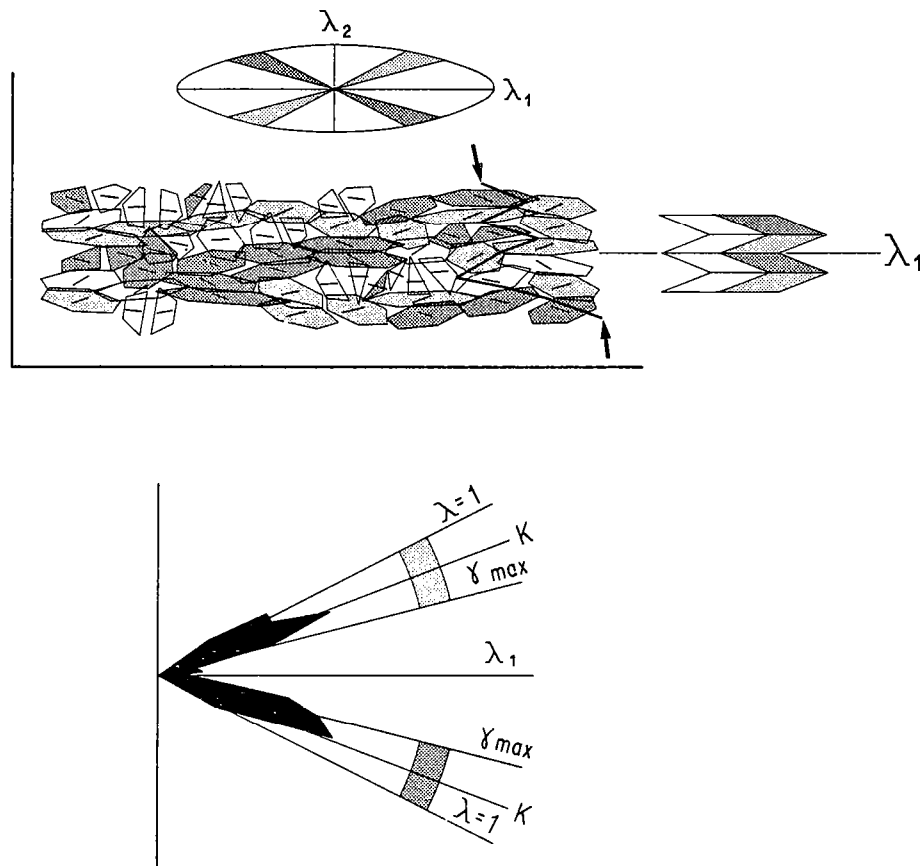


Fig. 2. Example of Etchecopar's numerical model for pure shearing ($\lambda_1 = 1.96$) (Etchecopar, 1974, fig. A8, p. 112). Two twin-like domains of preferred orientation of slip lines are symmetrically disposed about the principal stretch direction (λ_1). One example of slip line which can be traced all across the model is shown (thick line between arrows). Frequency diagram of slip line orientation (bottom) shows that each maximum is located between lines of no finite extension ($\lambda = 1$) and maximum amount of shear (γ_{max}). Line K is preferred orientation predicted by kink-band model.

maintain material continuity at domain boundaries.

(7) If we consider shortening normal to the boundaries and fibres initially at 45° , the fibres in the deformed state always lie in orientations between (1) the direction of no bulk extension and (2) the direction of maximum bulk shear (Fig. 1, left-hand side) (Cobbold and Gapais, 1986).

The problem with this model, as applied to fabric development, is that it provides no explanation as to how the kink-band structure initiates, nor what the initial fibre attitude should be. Nevertheless, we will now show that more complex models mimic the kink-band model very closely in many respect. This, we believe, makes the kink-band model valuable as a simple aid in understanding fabric development.

Etchecopar model

Etchecopar (1974, 1977) has described a numerical model for simulating the development of preferred orientations in polycrystals. This model has been usefully applied to real rocks (see Nicolas and Poirier, 1976; Bouchez et al., 1983). Initially in 2D, the model has recently been extended to 3D (Etchecopar, 1984). Here we discuss in detail the 2D model, which consists of an initially compact array of 48 hexagonal cells on which successive strain increments are applied numerically (Fig. 2). The major features of the model are as follows.

(1) The internal deformation of each cell is a homogeneous simple shear accumulated along a unique set of parallel material lines. The amount

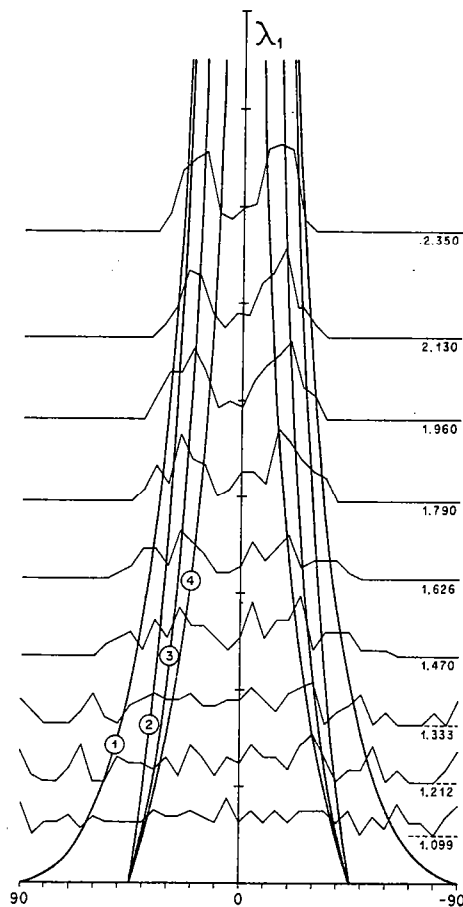


Fig. 3. Frequency curves for orientations (θ) of slip lines with respect to λ_1 in Etchecopar's model of progressive pure shearing. Frequency curves are spaced vertically according to values of principal stretch, λ_1 (1.099 to 2.350). Heavy curves 1, 2, 3, 4 refer respectively to cut-off orientations predicted by kink-band model (1), lines of no finite extension (2), preferred orientations for kink-band model (3), and lines of maximum amount of shear (4).

of shear can vary from cell to cell.

(2) Cell boundaries are incoherent, but incompatibilities between adjacent cells are minimized numerically by allowing differential rigid motions (translation and rigid rotation) of individual cells. In general, this leads to some slip at cell boundaries.

(3) At high bulk strains, the numerical procedure allows a breaking up to those cells around which large voids have developed. The cell fragments can then behave as new cells.

Within cells, the above conditions are identical to those of the kink-band model: simple shear

occurs along slip lines which cannot stretch. Between cells, however, conditions are somewhat different from the kink-band model; bulk slip lines may break up and pull apart.

Etchecopar investigated the reorientation of randomly distributed slip lines under imposed bulk conditions of either coaxial straining or simple shearing. Here, we focus on the coaxial straining; features specific to simple shearing will be discussed in a later section. Careful examination of Etchecopar's results reveals the following features (Figs. 2 and 3; see also Figs. 10 and 11):

(1) At all stages of coaxial straining, slip lines have a preferred orientation lying between (a) the direction of no bulk extension ($\lambda = 1$) and (b) the direction of maximum amount of shear (γ_{\max}) (Figs. 2 and 3).

(2) The preferred orientation becomes more and more pronounced with increasing strain (Fig. 3).

(3) There are few, if any, slip lines outside a cut-off orientation (Fig. 3) predicted by the kink-band model.

(4) Cells become organized into band-like domains, approximately one cell wide, with alternating preferred orientations of slip lines (Fig. 2; see also Fig. 10). Each band contributes to one of the two fabric maxima.

(5) Many cells become elongate in the direction of bulk extension.

(6) Many pairs of adjacent cells with a common elongate boundary show a typical kink-band (twin) structure (Fig. 2; see also Fig. 10).

(7) Kinks form most readily and amplify most quickly in cell pairs where the average fibre is in the shortening direction.

(8) Once formed, kinks propagate readily along the extension direction, until the entire model is kinked.

(9) Preferred orientations and kink structures become well established at low strains ($\lambda_1 = 1.5$ in Fig. 3; see also Fig. 11).

(10) The estimated initial slip-line maximum (by extrapolation on Fig. 3) lies at 45° to the principal directions of bulk strain.

Thus the Etchecopar procedure illustrates how kink-like domains initiate, propagate and become established in aggregates of polygonal cells with

initially random slip-line orientation. Natural counterparts will be discussed later.

3D kinematic models of coaxial straining

Strain ellipsoid model

By analogy with the 2D models already discussed, we might expect, for coaxial 3D straining, a relationship between the orientation of slip planes or slip lines and the orientation of (1) surfaces of no extension or (2) lines along which the amount of shear is very large, if not maximal.

The shape of a surface of no extension is easily calculated for various kinds of ellipsoids (Fig. 5; for procedure, see Ramsay, 1967, eqn. 4-8 and fig. 4-22). In general, the surface is an elliptical cone. The amount of shear needs more careful attention. If we consider (1) the radius R touching the surface of a sphere at a point P , and (2) the tangent plane S at P (Ramsay, 1967, figs. 4-2 and 4-3), then by definition R is normal to S . After deformation, the sphere becomes an ellipsoid; the radius R of the sphere becomes the radius R of the ellipsoid; and the tangent plane S of the

sphere becomes the tangent plane S of the ellipsoid (Fig. 4). In this deformed state, however, R is no longer normal to S . The angular departure from perpendicularity, ψ_R is the *shear* along the radius R (Fig. 4). Shear being a property of a pair of lines, $\psi_L = \psi_R$ is also the *shear* along another line, L , which is the intersection of (1) the tangent plane S and (2) another plane M normal to S and containing R (Fig. 4). Within S , L is the direction of maximum shear. Thus ψ_L is the shear we normally associate with the plane S . The corresponding *amount of shear* along L or R is defined as $\gamma = \tan \psi$

With these definitions in mind, it is a simple matter to calculate values of $\gamma_L = \gamma_R$ for all possible orientations of S or R (Figs. 5 and 6) using the equations of Ramsay (1967, p. 128) or Jaeger (1969, pp. 36-37). Notice for this purpose that eqn. 4-11 of Ramsay (1967, p. 128) is in error; that of Jaeger (1969, eqn. 13, p. 36) is correct.

By analogy with 2D models, we expect *slip lines and slip planes to be nearly tangent to the surface of no stretch, but biased towards directions of large γ* . Slip plane normals N should thus be close to elliptical cones (Fig. 6). We might go further and

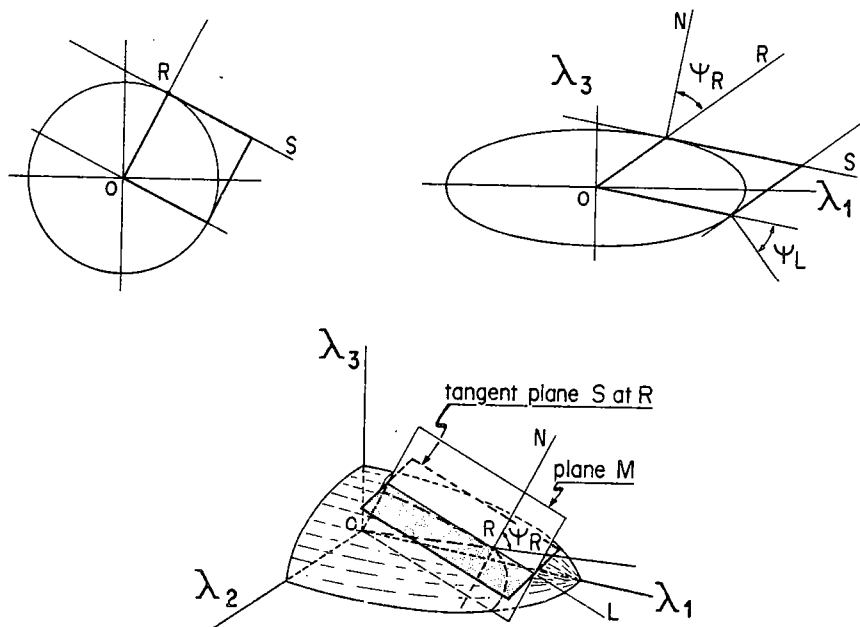


Fig. 4. Definition of shear (angular shear strain) $\psi_R = \psi_L$ for radius R of strain ellipsoid and tangent plane S (shaded) to ellipsoid at point R . Plane M contains N (normal to S) and direction L of maximum amount of shear within S . Detailed relationships between R , N , S , ψ_R and ψ_L from undeformed to deformed state are shown in 2D (top); only deformed state shown in 3D (bottom).

expect positive correlations between (1) density contours for slip-line orientations and contours of ψ_R values, as well as (2) density contours for slip plane normals N and contours of ψ_L values. Evidence that this is indeed so will be discussed later.

Umbrella models

For coaxial histories of pure straining, there exist simple domainal models featuring (1) perfect coherence between domains, (2) no domain boundary migration and (3) activity of a single set of slip planes in each domain. Here we describe one set of models—umbrella models—for axisymmetric strains. They are obtained as follows.

Consider a small increment of constriction. It can be obtained through slip on a family of nested conical slip surfaces, whose common axis is the bulk extension direction. Further increments of

constriction can make use of the same slip surfaces, but they cause a decrease in apical angle. To achieve this, the conical slip surfaces must undergo surface strains and reductions in surface area. If surface strains are inadmissible, some other solution must be sought, but clearly the surfaces cannot then remain conical. The simplest solution is to allow pleats in the conical surfaces, as in a skirt or in an ordinary umbrella (Fig. 7). Opening or closing of the pleats allows an increase or decrease in apical angle. Notice that this operation leads to no loss of contact between adjacent umbrellas. Instead, progressive constriction involves relative slip between the umbrellas, with two components, one along the pleat axes, the other across them. Thus in general the slip vector is oblique to the pleat axes. Notice that the nested umbrellas contain sectors, or domains, of uniform slip-surface orientation.

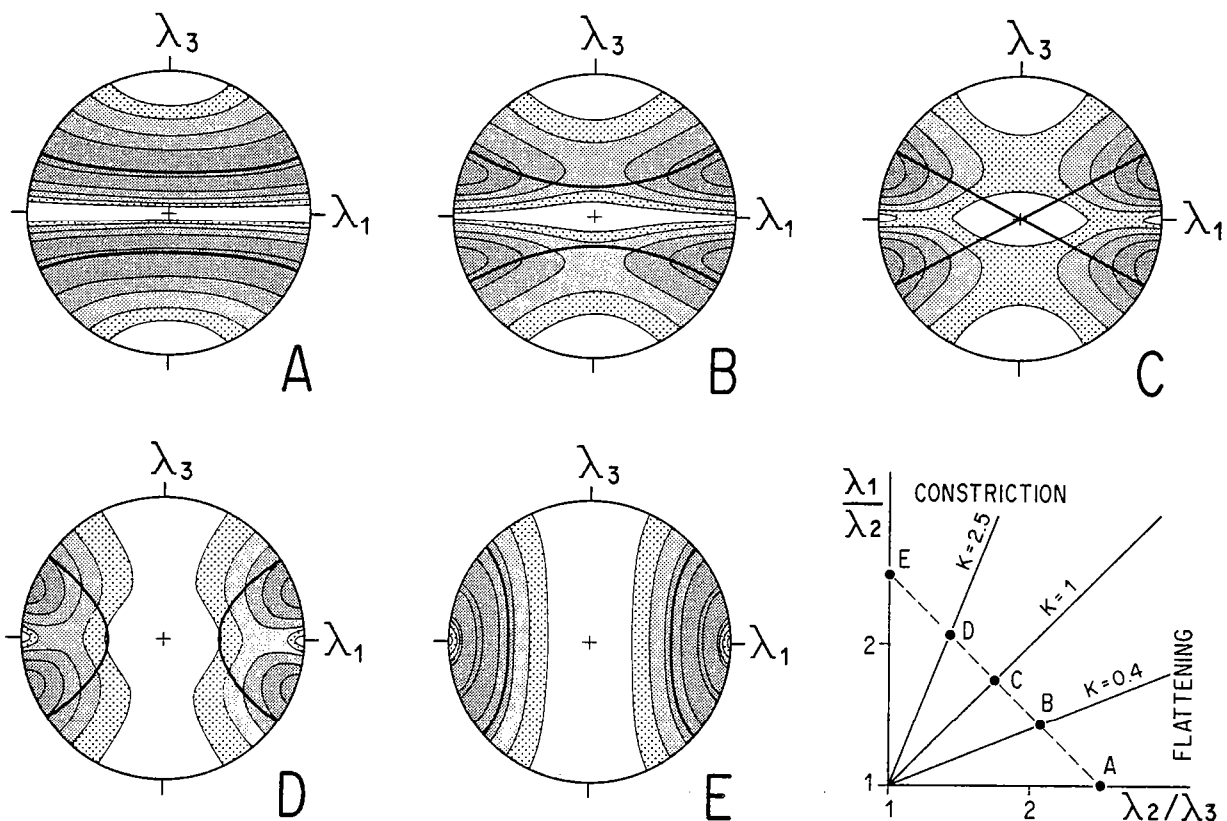


Fig. 5. Favourable orientations of slip lines according to strain ellipsoid model. Equal area stereographic projections show contours of shear strain along lines (see Fig. 4) for five types of strain ellipsoids (A-E) shown on Flinn diagram. Contours of γ are for percentages of maximum amount of shear γ_{\max} (20, 35, 50, 65, 80%). Surfaces of no finite extension are represented by heavy lines.

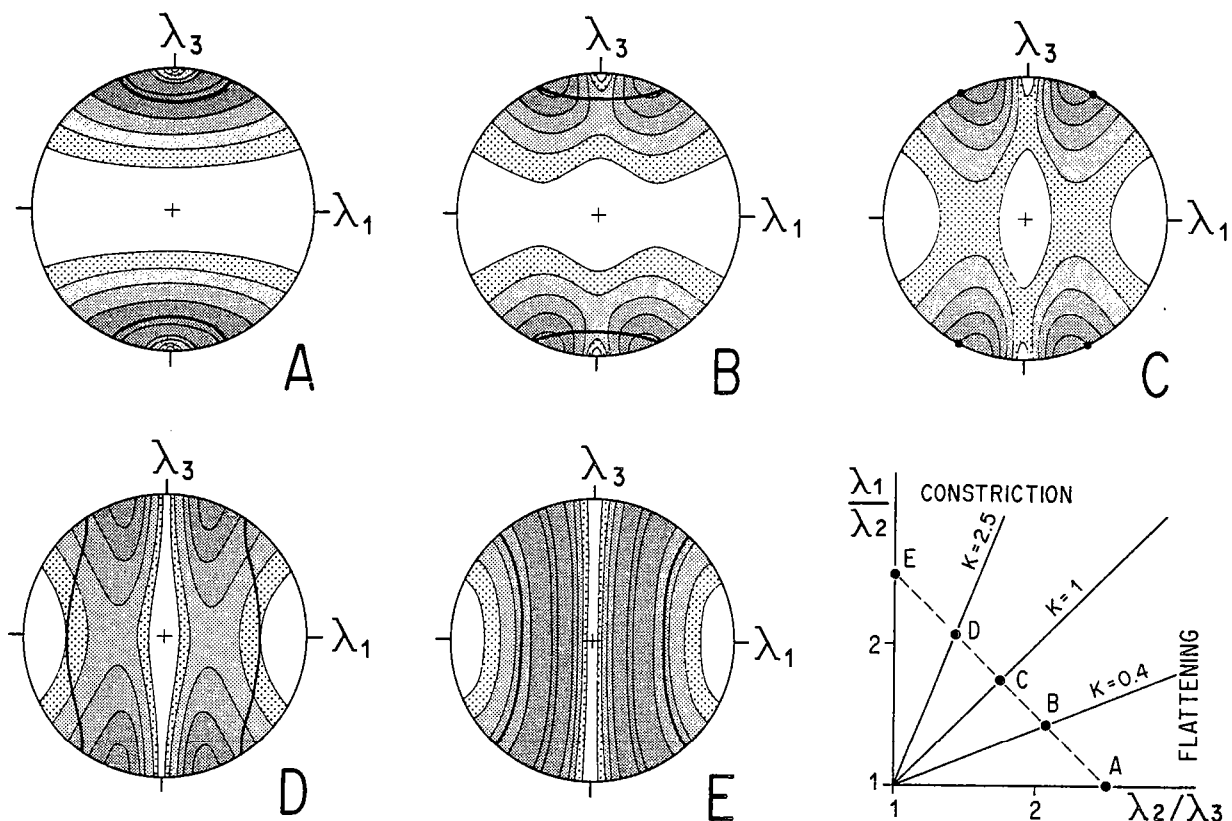


Fig. 6. Favourable orientations of poles to slip planes according to strain ellipsoid model. Equal area stereographic projections show contours of maximum amount of shear γ along planes tangent to strain ellipsoid, according to orientation of their pole N (see Fig. 4), for five types of strain ellipsoids (A-E) shown on Flinn diagram (same ellipsoids as in Fig. 5). Contours of γ are for percentages of maximum amount of shear γ_{\max} (20, 35, 50, 65, 80%). Orientations of normals to planes tangent to surfaces of no extension are represented by heavy lines.

A variety of umbrella models can be constructed, by choosing different numbers of domains, initial apical angles and initial pleat profiles. In one such model, the initial dip of pleat facets is chosen to be 45° with respect to a horizontal basal plane. Progressive flattening along the symmetry axes (λ_3 in Fig. 7) causes a decrease in facet dip β (curve 3, Fig. 8), until the umbrellas are flattened out ($\beta = 0$). The maximum value of horizontal stretch is then $\lambda_1 = 1.4$.

Greater amounts of stretch can be obtained by considering the volume outside two intersecting pleated conical sheets.

Within this volume, the facet dip decreases more slowly with progressive flattening (curve 4, Fig. 8), so that the dip direction lies between two other lines, the direction of no bulk stretch (curve 1, Fig. 8) and the direction of maximum amount of shear (curve 2, Fig. 8).

Axisymmetric Etchecopar model

Etchecopar (1984) has adapted his numerical procedure (see previous sections) to three dimensions, using an array of 216 dodecahedral cells.

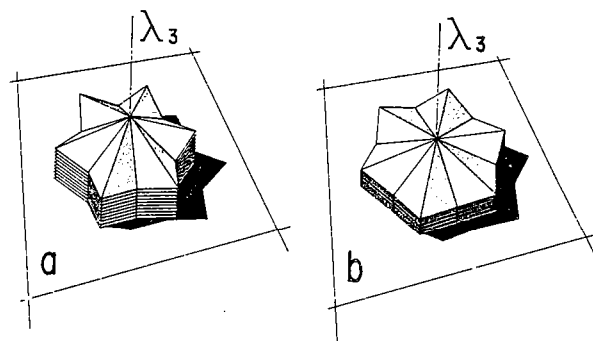


Fig. 7. Umbrella model at two stages of flattening (a to b) or constriction (b to a).

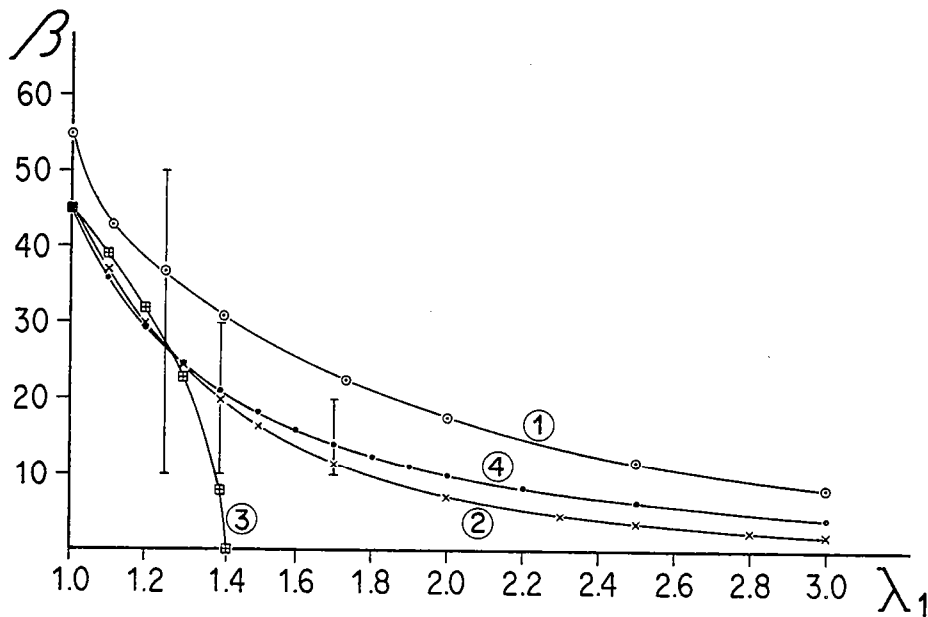


Fig. 8. Orientations (β) of various lines for axisymmetric flattening (measured by stretch λ_1). Curves represent directions of no bulk stretch (1), maximum amount of shear (2), facet dip for simple umbrella model (3), facet dip for two intersecting pleated conical sheets (4). The three points with error bars represent preferred orientations of slip lines in 3D axisymmetric pure flattening models of Etchecopar (1984). See text for further details.

We have access to pole figures of resulting slip system orientations, but not to locations within the array. Hence we do not know whether domains appear, or what their geometry might be. The pole figures, however, show orientations of slip-lines (L), slip-plane normals (N) and lines perpendicular to both of these (M). They show the following features.

(1) Preferred orientations of L lie on a cone. The apical angle increases with increasing shortening.

(2) Preferred orientations of N lie on another cone, normal to that for L . The apical angle and the spread of the data decrease with increasing shortening (Fig. 8).

(3) There is little or no preferred orientation of M .

The preferred orientations of L lie between the directions of no bulk stretch and maximum amount of shear (curves 1 and 2, Fig. 8), as predicted by the umbrella model, but more data are clearly required to verify this tendency.

Kinematic models of simple shear

Of all the possible histories of noncoaxial straining, a geologically interesting one is progres-

sive simple shear. It also has the advantage of being a plane strain.

Kink-band model (2D)

The kink-band model described by Cobbold and Gapais (1986) can accommodate a bulk simple shear, provided the domain boundaries migrate through the material. Exactly how this happens depends on the initial value of the angle α between the average fibre and the shear direction. We summarize the results of Cobbold and Gapais (1986) for four initial values of α .

(1) If initially $\alpha = 90^\circ$ (Fig. 1, middle), simple shear is achieved by lateral migration of every other domain boundary, with no change in fibre orientation and no shearing along the fibres, except where they pass from one domain into the other. As a result, the fractional thickness of one set of domains increases or decreases, depending on the sense of shear. This kind of motion has been labelled mode 2. It can continue until the limit where one domain set has disappeared.

(2) If initially $\alpha = 0$ (Fig. 1, right-hand side), simple shearing can occur along the average fibre. The local sense of shearing is identical in all

domains. Individual fibre segments pass from one domain to the next with sudden changes in attitude, but the kink-band geometry is steady (Fig. 1, right-hand side; Fig. 9b). This kind of motion is mode 3. It can continue indefinitely, maintaining a preferred orientation of fibres close to the shear direction.

Combinations of modes 1 and 2 can also accommodate indefinitely a simple shearing for $\alpha = 0$. In this case, the kink-band geometry is not steady (e.g. Fig. 9a).

(3) If initially $\alpha = 45^\circ$, bulk simple shearing is accommodated by a combination of modes 1, 2 and 3 motion until the average fibre is straightened out. This occurs when the amount of bulk simple shear is $\gamma = 0.732$. At this stage, *any fibre segments initially parallel to the applied shear direction have been rotated out of it.*

(4) If initially $\alpha = 135^\circ$, simple shearing is accommodated by modes 2 or 3, combined with mode 1, until the average fibre is straightened out. This occurs when $\gamma = 2.732$. Once again, any fibre segments initially parallel to the applied shear direction are rotated out of it.

Clearly, the modes of motion, the fibre orientations, the relative sizes of the domains and the amount of simple shear all depend strongly on the initial kink-band orientation. Indeed, the kink-band model cannot predict its own initial orientation in polycrystalline aggregates. It is worthwhile

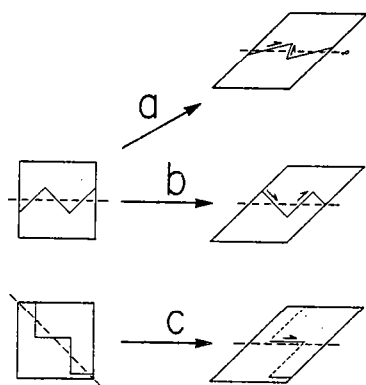


Fig. 9. Ways of accommodating a large amount of simple shear in initially twinned fibre domains with average fibre (dotted lines) parallel (a and b) or oblique (c) to imposed shear direction. In (c), one domainal orientation must be destroyed if a large simple shear is to be accommodated.

emphasizing, however, that 2D coherent fibre domains can accommodate a large simple shear only where the average fibre does not stretch, i.e. where the domainal structure has an average fibre parallel to the bulk shear direction (Fig. 9). If so, simple shear can be achieved through (1) modes 1 and 2 combined (Fig. 9a), (2) mode 3 alone (Fig. 9b) or (3) combinations of (1) and (2) in any proportion; if not, bulk simple shear can only be achieved following destruction of improperly oriented domains (Fig. 9c).

Etchecopar models (2D and 3D)

The early models of Etchecopar (1974) assume a rigorously plane strain at all scales and no cell boundary migration at any time. How do they accommodate an imposed bulk simple shear? Careful examination of the results confirms the following features, already observed for coaxial straining.

(1) Two preferred orientations of slip lines develop (Figs. 10 and 11), one nearly parallel to the imposed shear direction. The two maxima are comparable in size (intensity and width).

(2) Until $\gamma = 2.6$ ($\lambda_1 = 2.94$), the maxima lie between the bulk directions of no extension and of maximum shear.

(3) Few if any slip lines remain in orientations outside the cut-off values predicted by the kink-band model.

(4) Kink-like domains of alternating preferred orientation develop in the aggregate (Fig. 10). Kink-band boundaries track the direction of principal extension to within measurement error. They thus initiate at about 45° to the shearing direction.

These results beg the question as to how the vorticity and non-coaxiality inherent in a simple shear are accommodated in these models. Careful observation suggests three possible mechanisms, (1) slip at cell boundaries, (2) a slight obliquity between principal bulk extension direction and kink-band boundaries (Fig. 10) and (3) more cells in the domain with slip lines oblique to the imposed shear direction (15 in Fig. 10) than in the other domain with slip lines nearly parallel to it (11 in Fig. 10). This last mechanism, if statistically

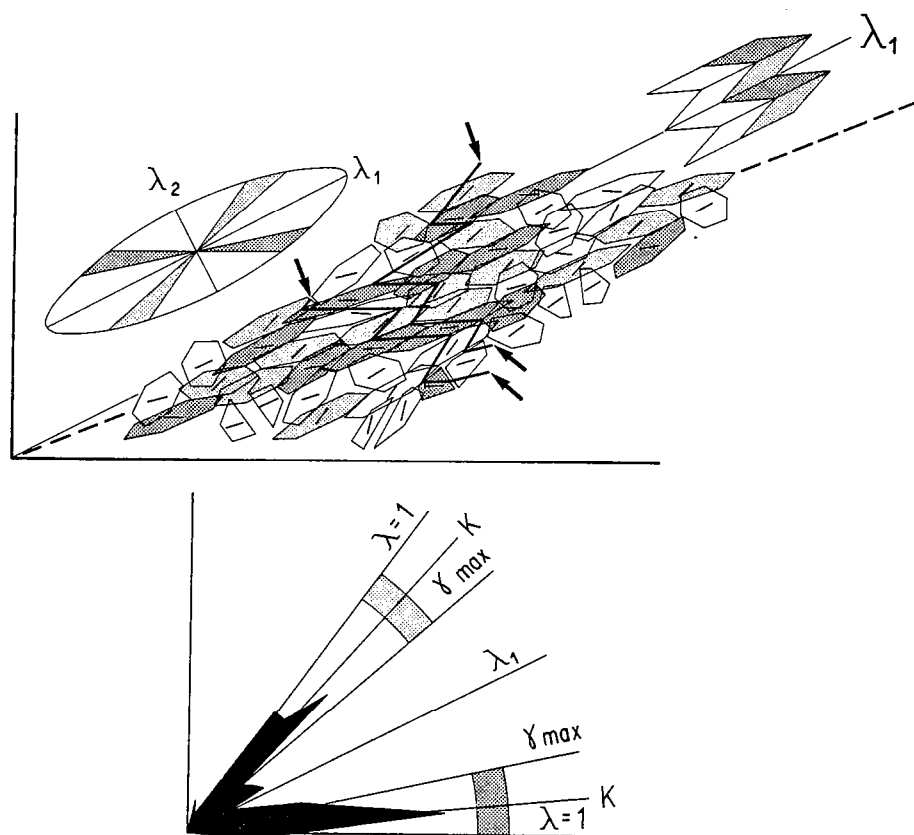


Fig. 10. Etchecopar's numerical model for progressive simple shear at $\gamma = 1.428$ (Etchecopar, 1974, fig. A14, p. 119). Two examples of slip lines which can be traced all across the model are shown (heavy lines between arrows). The heavy dotted line is average orientation of elongate cells. Other features as in Fig. 2. See text for further details.

significant, is analogous to the domain boundary migration described in the previous section, where slip lines initially parallel to the shear direction are rotated out of it. In the cell aggregate, domains are approximately one cell wide, but sometimes two cells wide. Incorporation of new cells into one domain is clearly one possible way of widening that domain. Unfortunately, the models of Etchecopar (1974, 1977) contain only 48 cells; not enough, in our view, to settle these matters satisfactorily.

Later models of Etchecopar (1984) do not require plane strain at all scales and make use of 216 dodecahedral cells, in an array of $6 \times 6 \times 6$. We have access to pole figures, but not, unfortunately, to information on cell position, so we cannot comment here on domainal features. Pole figures for slip-plane normals (N) show very clear crossed-girdles with maxima in the plane of shear (Etchecopar, 1984, p. 222). The girdles are re-

markably symmetric about the principal planes of strain, so that, once again, one is left to wonder how the vorticity and non-coaxiality are accommodated.

Etchecopar himself goes as far as to suggest that mechanisms other than slip are necessary if preferred orientations of slip systems are to become asymmetric with respect to principal strain directions. He has therefore introduced a kinematic model of recrystallization, in which elongated cells are restored to an equant shape while conserving their slip line orientation (Etchecopar, 1984, p. 231). This procedure, repeated at intervals, results in a single maximum close to the shear direction.

Kinematic models of other non-coaxial deformations

Kinematic models for non-coaxial deformation (other than simple shear) are lacking. We give

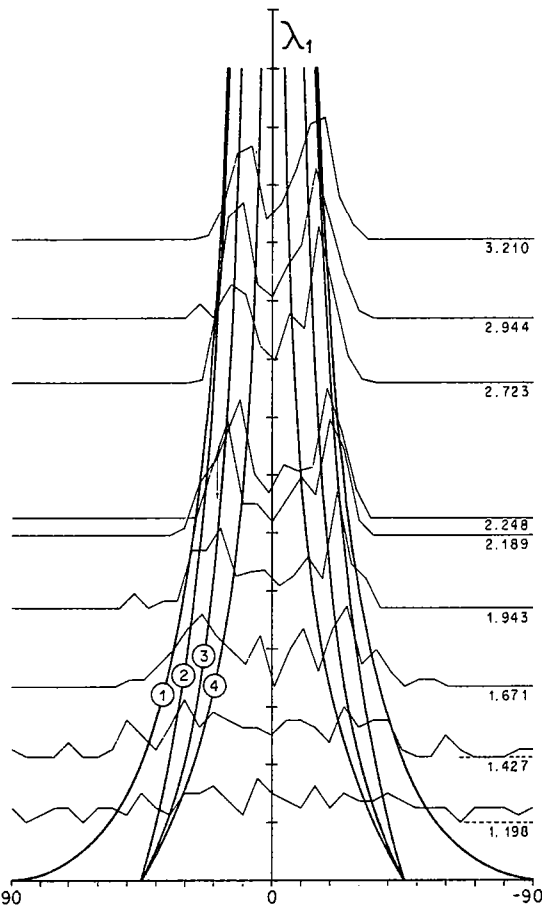


Fig. 11. Frequency curves for orientations (θ) of slip lines with respect to λ_1 in Etchecopar's models of progressive simple shear. See Fig. 3 for explanation.

here, for the sake of generality, (1) examples of 2D kink-band models and (2) a 3D predictive model, based on combined features of kinematic models for coaxial straining and simple shear.

Kink-band models

Using the kink-band model (Cobbold and Gapais, 1986), with combinations of modes 1, 2 and 3, it is possible to accommodate bulk plane-strain motions that have a strong component of simple shear, but also some extension or contraction along the shear direction.

First, we illustrate the elementary situation where mode 1 operates alone within kink-band domains of unequal widths (Fig. 12). In such models, the width ratio of the domains is steady. The deformation history is complex, but it is governed by a simple kinematic feature: the domain with excess width undergoes an excess simple shearing, whereas the remaining symmetric twin undergoes a pure shearing (Fig. 12). The areas undergoing pure shearing or simple shearing remain in a fixed ratio (see Cobbold and Gapais, 1986, for a more detailed analysis).

Figure 13 shows further examples involving combinations of modes 1 and 2 in kink-band models with average fibres initially oblique to the

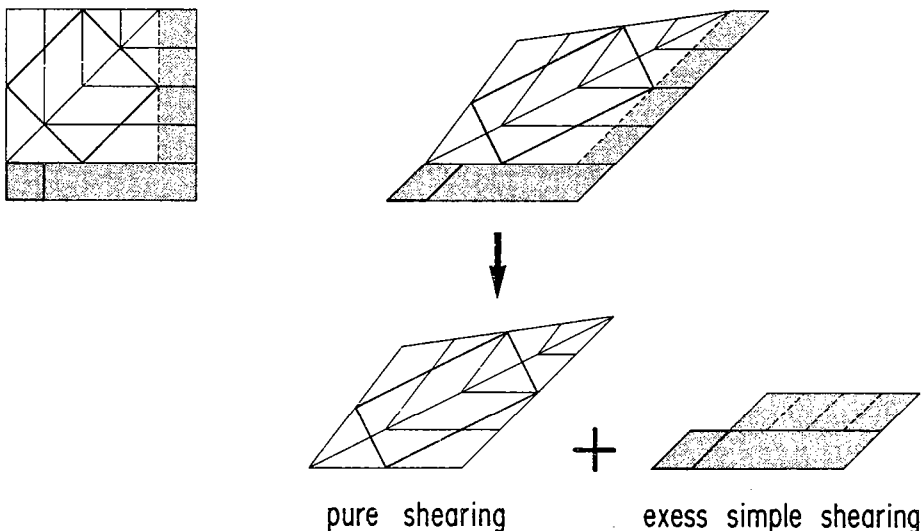


Fig. 12. Schematic illustration of deformation by mode 1 motion alone (see Fig. 1) within an asymmetric banded fibre model. Local average deformation is revealed by heavy lines. Excess area (shaded) of one orientation domain results in excess simple shear along dominant slip-line orientation.

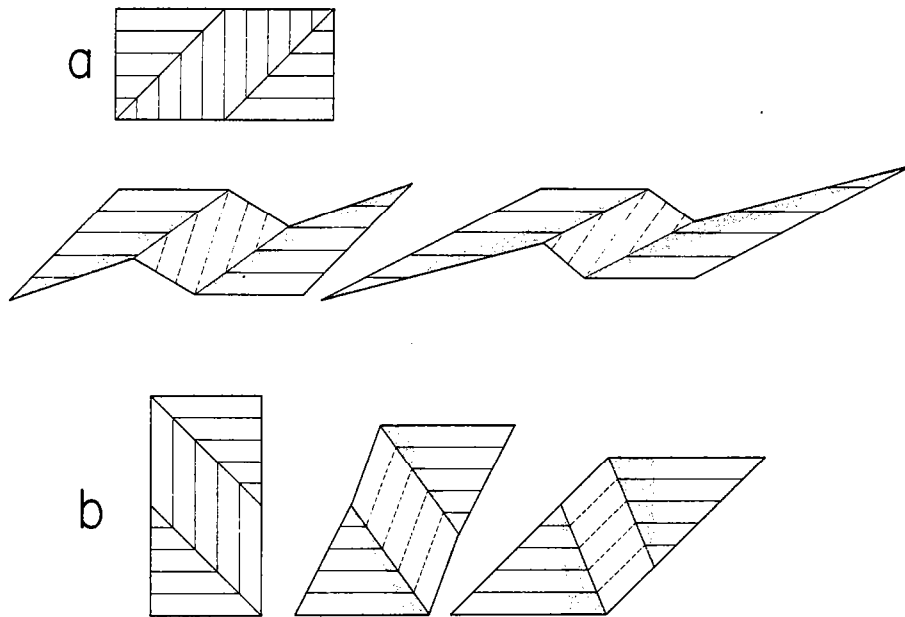


Fig. 13. Examples of domainal selection during non coaxial deformation of banded fibre domains with average fibre initially at 135° (a) and 45° (b) to shear direction. Domain boundary migration results in progressive destruction (shaded areas) of fibre segments oblique to shear direction.

imposed shearing direction. Resulting deformation histories involve various components of extension according to the initial angular relationship between the average fibre and the shearing direction (135° , Fig. 13a or 45° , Fig. 13b). However, progressive shearing is marked by the destruction of those fibre segments which are highly oblique to the shear direction. This is associated with (1) a large component of simple shear parallel to the dominant fibre orientation and (2) a consistent reorientation of the average fibre towards the shear direction. Thus, this kind of model can accommodate a large amount of shear. Furthermore, it can yield rapidly to a steady simple shearing by complete destruction of oblique fibre segments.

3D fabric model

The various kinematic models already described have the following characteristics.

- (1) Active fibre-type slip systems track orientations such as to minimize the stretching and maximize the shearing along slip planes and slip lines.
- (2) A large strain with a large component of simple shear requires selection of active slip lines

so as to develop a slip line concentration close to the shear direction. A steady proportion of simple shearing should lead to a steady proportion of slip lines along the shearing direction.

The statements yield predictive patterns of slip line preferred orientations which vary according to

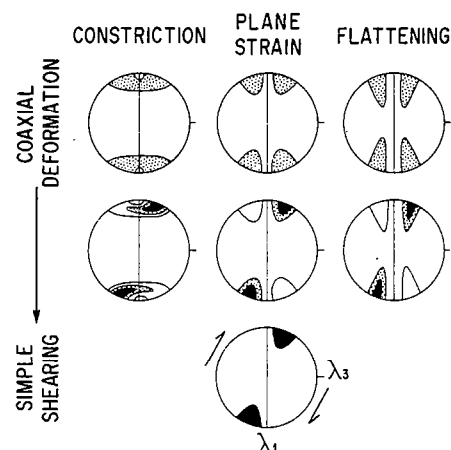


Fig. 14. Predicted patterns of slip line preferred orientations for various finite strains and deformation histories, as inferred from fibre models.

both strain state and deformation history (Fig. 14). The kinematic models of course tell us nothing about the physical mechanisms which may

operate in nature, resulting in convenient selection of slip system domains according to a given imposed bulk motion.

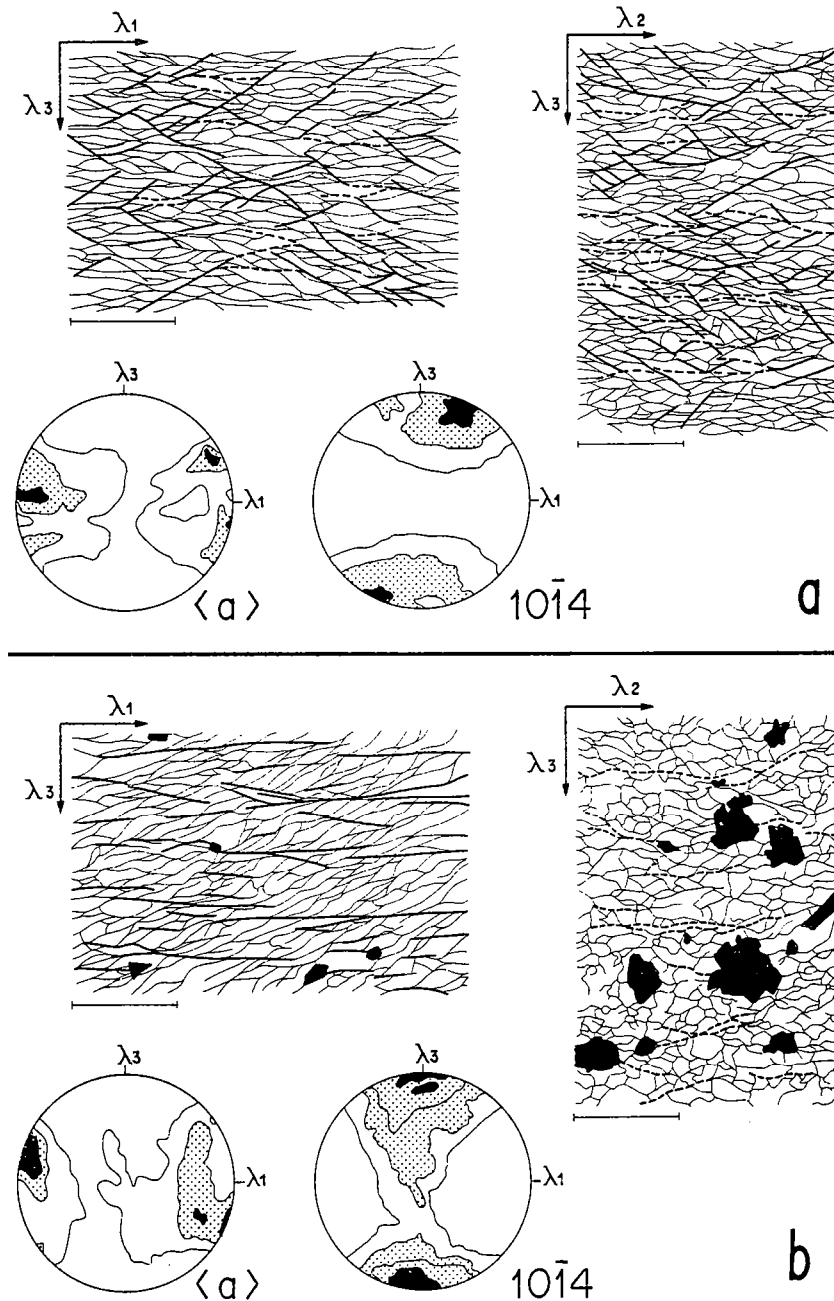


Fig. 15. Contrasting microstructural features and lattice orientations in two natural quartzites from Brittany, France. Line drawings traced under optical microscope show major boundaries of grains or clusters of grains (thin lines) and ductile shear bands (thick lines) in sections parallel to principal strains ($\lambda_1\lambda_3$, $\lambda_2\lambda_3$). Scale bars are 450 μm . Equal area stereographic projections show 1120 ($\langle a \rangle$ axes) and 1014 pole figures from texture goniometry; density contours are given in multiples of uniform distribution ($\times \text{u.d.}$); (a), 1, 1.2, 1.4 $\times \text{u.d.}$ for $\langle a \rangle$ axes and 1, 1.2, 1.4, 1.6 $\times \text{u.d.}$ for 1014 pole figure; (b) 1, 1.4, 2 $\times \text{u.d.}$ for $\langle a \rangle$ axes and 1, 1.6, 2.1 $\times \text{u.d.}$ for 1014 pole figure. In top example (a), from North Armorican Shear Zone, strain ellipsoid is oblate (Flinn parameter, $0.1 \leq K \leq 0.2$); in bottom example (b), from South Armorican Shear Zone, strain ellipsoid is slightly prolate ($1 \geq K \geq 2$).

Natural distributions of slip systems

Quartz fabrics and strain

Fabric analysis by X-ray or neutron diffraction has shown that quartz has one dominant family of slip directions for most natural conditions of deformation: the $\langle a \rangle$ crystallographic directions, poles to $\{11\bar{2}0\}$ (Bouchez, 1978; Gapais, 1979; Bouchez et al., 1979; Bouchez and Pécher, 1981; Schmid and Casey, 1986). The associated dominant slip planes are basal ($\{0001\}$), prism ($\{10\bar{1}0\}$) or rhomb ($\{10\bar{1}1\}$) planes (White et al., 1978; Bouchez and Pécher, 1981; Schmid and Casey, 1986). Thus, an analysis of quartz $\langle a \rangle$ axes fabrics provides a good way of testing the relevance of the kinematic models to polycrystalline aggregates deforming by intracrystalline slip.

We consider first the possible relationships between quartz fabrics and finite strain.

For this purpose, we have chosen two representative specimens of quartz mylonites belonging to the Armorican quartzite, a sedimentary formation of lower Ordovician age from the Hercynian belt of Brittany (France). One specimen comes from the North Armorican Shear Zone (unpublished data; see Regnault, 1981; Gapais and Le Corre, 1980, for a general description of the zone) (Fig. 15a); the other one comes from the South Armorican Shear Zone (see Gapais, 1979, figs. 9 and 11; Gapais and White, 1982, for a complete description of the specimen) (Fig. 15b). Both specimens have been deformed under low-grade metamorphic conditions.

Strain estimates have been obtained using shapes of detrital quartz grains measured in principal sections $\lambda_1\lambda_3$ and $\lambda_2\lambda_3$ ($\lambda_1 \geq \lambda_2 \geq \lambda_3$, principal strain axes) (Ramsay, 1967, p. 194). Recrystallization is moderate in both specimens, so that estimates of strain ellipsoid shape are satisfactory, but estimates of strain intensity are unfortunately less reliable. Measurements on one specimen (Fig. 15a) yield ellipsoids within the flattening field ($0.1 \leq K \leq 0.2$); on the other specimen (Fig. 15b), within the plane-strain/constriction field ($1 \geq K \geq 2$). These results are consistent with the overall distribution of ductile shear bands in the samples: conjugate shear bands occur in the

flattening field (Fig. 15a); a single set of shear bands (C surfaces of Berthé et al., 1979a) occurs for a shear deformation with a nearly plane-strain ellipsoid (Fig. 15b). This general topic of shear band distributions will be reviewed in a later paper of the present series.

The $\langle a \rangle$ axis pole figures of both quartzites show strong similarities with the coaxial kinematic models (compare Figs. 15a and 15b with Figs. 5B and 5C–D respectively). Indeed, any geologist familiar with $11\bar{2}0$ pole figures will recognize their basic features in the predictive diagrams of Figs. 5 and 14, i.e. two sets of preferred orientations separated by a plane of mirror symmetry ($\lambda_1\lambda_2$ for $K \leq 1$ and $\lambda_2\lambda_3$ for $K \geq 1$). The additional fabric asymmetry of the two specimens, which is marked by unequally populated maxima of $\langle a \rangle$ axes, reveals the non-coaxial character of the deformation history and will be further discussed in a later section.

Patterns of slip directions predicted by kinematic models (Fig. 5) are also consistent with those of quartz c -axes, as typically found in nature: c -axes, which are perpendicular to $\langle a \rangle$ axes, are concentrated close to λ_3 (e.g. small-circle patterns centered about λ_3) in the flattening field and are scattered at a high angle to λ_1 (crossed-girdle patterns) for the constriction field (Hara, 1971; Marjoribanks, 1976; Tullis, 1977; Bouchez and Pécher, 1981; Law et al., 1984). This is illustrated here by the $10\bar{1}4$ pole figures of Fig. 15. Poles to the $\{10\bar{1}4\}$ form make an angle of 17.7° with the c -axis and thus provide a rough description of the pattern of c -axis preferred orientations (see Baker and Wenk, 1972; Gapais, 1979): a small circle pattern is typical of the flattening field (Fig. 15a); crossed-girdles are typical of the plane-strain/constriction field (Fig. 15b) (see also Gapais, 1979, for c -axis fabric of specimen of Fig. 15b). Most c -axis fabrics induced by $\langle a \rangle$ slip show $\langle a \rangle$ axis patterns which are consistent with the kinematic models (see Schmid and Casey, 1986).

Pole figures often show second-order features superimposed on the basic patterns predicted by the kinematic models (Figs. 5 and 14). These features can be accounted for by the combined effects of (1) crystal symmetry and (2) relative

activity of different slip systems. Crystallographic controls on quartz fabric patterns have been reviewed recently by Schmid and Casey (1986) and will not be developed here; but notice one example (Fig. 15a) with a concentration of $\langle a \rangle$ axes scattered around the $\lambda_2\lambda_3$ plane (non active slip lines) as well as the predicted small-circle pattern about λ_1 (active slip lines).

Turning now to the preferred orientations of slip planes, quartz pole figures do not always provide simple data which can be interpreted using kinematic models alone. Again, this is because several slip systems are generally active together. Nevertheless, the two examples presented above (especially Fig. 15a) support the kinematic predictions (compare Figs. 15a and 6b). Basal slip is dominant within these samples deformed at low temperatures; 0001 pole figures are thus close to predicted orientation patterns of poles to active slip planes (Fig. 6).

Domainal fabrics

Domainal models avoid the problem of fibre inextensibility and provide, at bulk scale, a sufficient number of slip systems to accommodate a given deformation history. A periodic distribution of domains is a convenient way of ensuring that local perturbations due to domains cancel out, leaving a uniform bulk deformation history. This effect is clearly illustrated in Etchecopar's models, where increasing strain is accompanied by amplification of local twin-like structures, which propagate rapidly across the aggregate, forming band-like domains, each including several cells (grains) with similar orientations (see Figs. 2 and 10).

Comparable features are common in oriented polycrystalline aggregates, where slip occurs along a unique dominant slip direction (Oertel, 1983). The development of kinks at both grain and sample scales within experimentally deformed ice has been described recently by Wilson and Burg (1985). Also, quartz fabrics are often spatially distributed into domains, as first revealed by the A.V.A. diagrams of Sander (see Sander, 1970). In crossed-girdle *c*-axis fabrics, each girdle actually results from one of the two maximum concentrations of slip lines ($\langle a \rangle$ axes) about λ_1 (Fig. 15).

Some natural examples reveal that these two maxima occur in distinct polycrystalline domains. A most remarkable A.V.A. diagram of Sander (1970, p. 637) shows strain-induced quartz ribbons, where neighbouring polycrystalline ribbons define an overall kink-like structure with (1) axial traces of kinks parallel to the stretching lineation, and (2) alternating lattice preferred orientations.

Quartz fabrics in shear zones

Basic fabric features commonly found in shear zones or shear bands are well illustrated by the quartz fabrics of *C-S* granitoids from the South Armorican Shear Zone (Fig. 16 and Berthé et al., 1979b). In these rocks, (1) quartz fabrics are asymmetric with respect to principal strain axes, (2) a gradual rotation of the overall fabric pattern accompanies the rotation of the schistosity ($\lambda_1\lambda_2$ plane) towards the shear direction with increasing shear strain, and (3) the degree of fabric asymmetry increases with increasing shear strain. These features will now be discussed briefly.

Where present, fabric asymmetry is classically used to deduce the sense of shear (see Nicolas and Poirier, 1976; Bouchez et al., 1983). It results from a maximum concentration of $\langle a \rangle$ axes (slip lines) close to the bulk shear direction (Bouchez, 1978; Gapais, 1979; Bouchez and Pécher, 1981; Bouchez et al., 1983). Similar asymmetries of preferred orientations are observed in sheared ice (Hudleston, 1980; Bouchez and Duval, 1982) and in peridotites (see Nicolas and Poirier, 1976). The two specimens of quartz mylonites described previously show such typical asymmetric patterns (Fig. 15); both indicate a dextral shear component, which is consistent with the regional sense of shear along both South and North Armorican Shear Zones (see Gapais and Le Corre, 1980). We have argued before how this type of pattern may be explained by kinematic models: within fibre-type domains, a large amount of shear can be accommodated by slip only if there is an excess proportion of slip lines (or fibre segments) parallel to the bulk shear direction.

A progressive increase of fabric asymmetry with increasing shear strain (Fig. 16) has been reported in many polycrystals deformed by slip (see

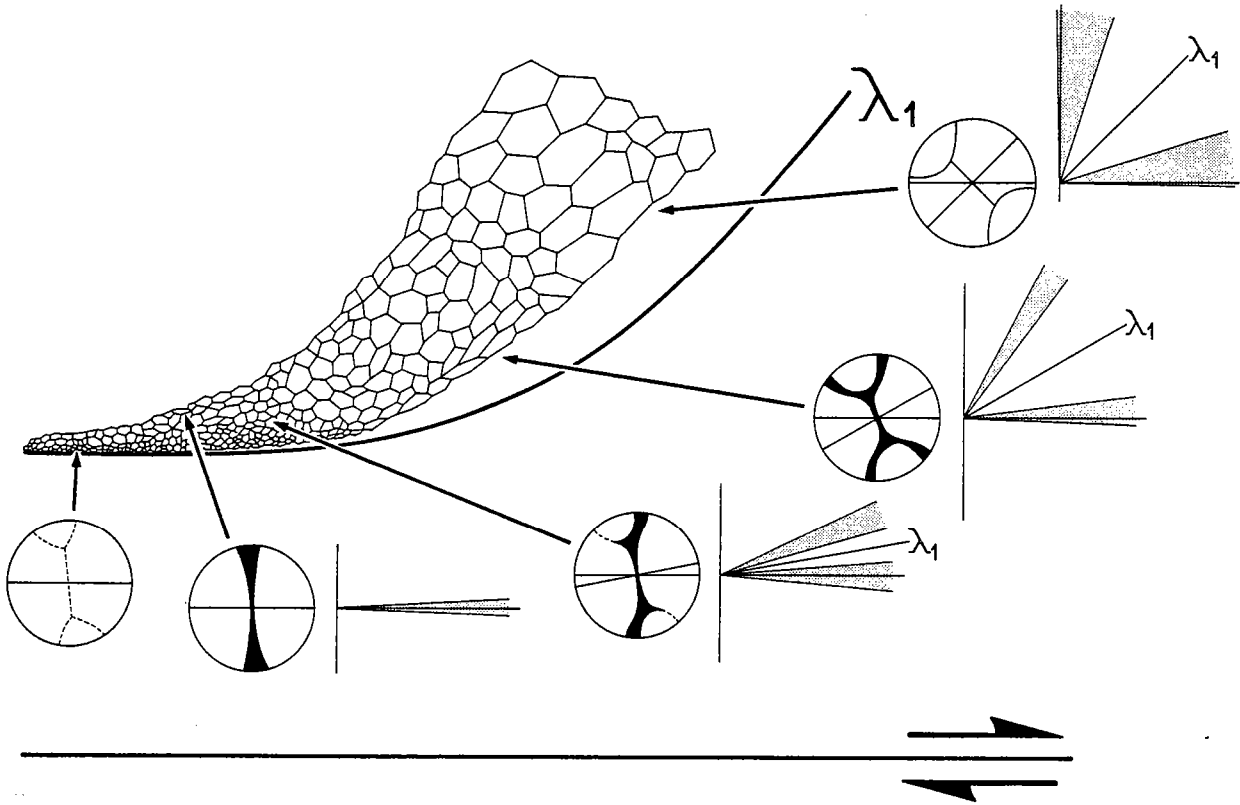


Fig. 16. Sketch showing typical changes of quartz fabrics and grain size across a shear zone. Stereograms show c -axis fabrics; shaded orientation domains, preferred orientations of active slip lines ($\langle a \rangle$ axes). At high shear strains, lattice fabric may disappear as a result of enhancement of grain boundary sliding. Detailed explanations in text. Data from Berthé et al. (1979b).

Carreras et al., 1977; Burg and Laurent, 1978; Berthé et al., 1979b; Hudleston, 1980; Bouchez and Duval, 1982; Law et al., 1984). Low shear strain fabrics are characterized by crossed-girdles of c -axes (normals to slip lines) which are rather symmetric and disposed at about 45° to λ_1 (at this stage, the angle between shearing plane C and schistosity S is close to 45°). This pattern is similar to that of Etchecopar's model for low simple shear strains (see Fig. 11). Half the grains are favourably oriented for slip in one sense; the other half for slip in the opposite sense. This should hold, irrespective of the imposed bulk motion, for the first few increments of deformation. The enhancement of a symmetric fabric with two maxima of slip lines symmetrically disposed at about 45° to λ_1 is thus favoured, if slip is the dominant deformation mechanism. This tendency will be further reinforced if local kink structures propagate through the aggregate. With increasing

shear strain, one maximum concentration of slip lines (and the corresponding girdle of c -axes) tracks the orientation of no stretch parallel to the shear direction, the other maximum (and the corresponding girdle of c -axes) tracks the other direction of no stretch. This accounts for the rotation of the bulk skeleton fabric pattern which tends to remain symmetric about λ_1 (Fig. 11). The accompanying progressive reenforcement of the concentration of $\langle a \rangle$ axes (and of the corresponding girdle of c -axes) parallel to the shear direction reflects progressive destruction of unfavourably oriented domains, as required by the kinematics. At high shear strains, shear zones often show a steady-state-type single orientation domain of slip lines parallel to the shear direction (Fig. 16). Slip lines may then be either intracrystalline (Burg and Laurent, 1978) or intercrystalline. Grain boundaries aligned parallel to the shear direction provide an example of an intercrystalline slip sys-

tem (White, 1977; Gapais and White, 1982). The lattice fabric may even be destroyed by grain boundary sliding processes (Fig. 16). In any case, such kinematically stable fabrics are generally associated with a homogeneous mylonitic structure and may be examples of the steady state foliations defined by Means (1981).

The kinematic models have emphasized that selection of slip line preferred orientations requires deformation mechanisms other than slip to be operative (see also Etchecopar, 1984; Cobbold and Gapais, 1986). Indeed, fabric development in shear zones always appears to be accompanied by changes in grain-scale structures through the enhancement of deformation processes such as dynamic recrystallization (Fig. 16) (Burg and Laurent, 1978; Berthé et al., 1979b; White et al., 1980; Gapais and White, 1982; Simpson, 1983; Law et al., 1984). These processes are briefly considered in the following section.

Domainal selection mechanisms in nature

In a polycrystal, one way of changing the relative proportions of domains of preferred orientations is by lattice rotation. Unfavourable orientations become replaced by favourable orientations with respect to the imposed bulk motion. Within incoherent domains, rigid rotations of individual grains can contribute to domainal selection. Within coherent domains, selection requires domain boundary migration (see also Cobbold et al., 1984; Cobbold and Gapais, 1986). Major deformation mechanisms which involve changes in the arrangement of grain or subgrain boundaries are migration recrystallization and rotation recrystallization. These processes accompany intracrystalline slip and can result in large changes in lattice orientations. Hence, they are known as efficient accommodation mechanisms at boundaries between misoriented domains deforming by slip (see Means and Jessell, in press). Kinematically they are thus comparable with modes 2 or 3 in our fibre models (see Fig. 1).

Some of the 2D models introduced previously (Fig. 13) seem to mimic local recrystallization processes observed in sheared mylonites. In par-

ticular, they remind us of the heterogeneous patterns of strain and fabric induced by progressive misorientation of subgrains and by subsequent dynamic recrystallization. Some of these features are commonly used as kinematic indicators in mylonites. We recall, for example, (1) retort or "tear drop" shaped grains or clusters of grains (Boullier and Nicolas, 1975; Etchecopar, 1977; Berthé et al., 1979b; Simpson, 1983), (2) oblique foliations between shear bands (Berthé et al., 1979b) (Fig. 16) or (3) core and mantle structures (White, 1977) where bulk shear strain increases together with rotation recrystallization (Gapais and White, 1982). Migrating domain boundaries with jumps in strain orientations and magnitudes (Fig. 13) may approximate quite well to complex transition zones, made of successive slightly misoriented subgrains between a porphyroclast and its recrystallized mantle. In some examples (Fig. 13), modes 1, 2 and 3 can be so combined as to yield no slip within the destroyed domain. This may represent locked grains, progressively destroyed during mylonitization.

The deformation features described above are not observed in aggregates showing high-temperature microstructures, due to migration recrystallization or nucleation recrystallization (e.g. exaggerated grain growth). For quartz, such microstructures are generally further associated with random or atypical lattice preferred orientations. Kinematic constraints attached to fibre domains are probably inoperative in these rocks.

In contrast, where recrystallization is inhibited (e.g., at low temperature), *domainal selection cannot occur if domain boundaries remain coherent*. However, local faulting or grain boundary sliding may be activated if a bulk shearing motion is to be accommodated. Grain boundaries provide an intercrystalline slip system which may supersede intracrystalline slip systems at high shear strains (Fig. 16) (Gapais and White, 1982). In contrast, kinematic models indicate that relatively high strains may be reached with only moderate recrystallization (accommodation at grain boundaries) and without significant loss of continuity if a coaxial accumulation of bulk strain increments is permitted by the boundary conditions.

Strain partitioning and shear localization in domainal aggregates

Although for some purposes it may be convenient to consider an aggregate as statistically homogeneous at sample scale, for other purposes it may be useful to focus on internal variations. Here we wish to discuss how strain may become partitioned within a sample, as a result of structural variations.

Consider an aggregate with a lattice orientation that is spatially random at sample scale. This makes it impossible, in principle, to define an average slip-line or fibre across the entire sample. Over two or three grains, in contrast, an average fibre can always be defined. We suggest that such local fibres can have kinematic and mechanical significance, leading to strain partitioning across the sample. The basic idea is simple: areas with convenient local fibre orientations require no domainal selection in order to satisfy the external kinematic constraints. They thus deform readily. Other areas with inconveniently oriented local fibres can only satisfy the kinematic constraints if there is domainal selection, or an alternative mechanism such as domain-boundary slip. The rate determining step is then the rate of domainal selection, or of domain-boundary slip. If both are impossible, the area ceases to deform altogether. Mechanically, it can be considered hard.

Examples of areas that deform readily (by kinking), alongside other areas that deform less (with some breaking up of cells), can be seen in Etchecopar's models (see Figs. 2 and 10). We suggest that similar processes occur in rocks, leading to strain partitioning and the development of localized shear bands. Urai and Humphreys (1981) describe shear bands which propagate from favourably oriented grains during experimental deformation of polycrystalline camphor. This material has a single dominant slip system. Also, comparable shear localization is often shown to occur at grain boundaries, where local rotation recrystallization leads to large reorientation of slip lines (Gapais and White, 1982) (see shear bands on Fig. 15).

Thus the kinematic models provide insights into processes of shear localization induced by fabric

softening (geometric softening) within polycrystalline aggregates. The models show that strain partitioning is most likely to occur within domainal fibre aggregates, leading in particular to the development of localized zones where the deformation history tends to a simple shearing. Strain partitioning should be less marked where lattice rotations of individual grains occur easily i.e. where recrystallization and more than one dominant slip system are active.

Conclusions

We have reviewed kinematic models of fabric development in polycrystalline aggregates, especially domainal models where slip occurs along inextensible fibres. Features considered include (1) reorientation of slip lines and planes, (2) selection of preferred orientations according to the imposed bulk motion, and (3) associated patterns of heterogeneous strain and fabric at local or bulk scales. Our conclusions are as follows:

(1) Slip lines with stable orientations show (a) a minimum stretch and (b) a maximum amount of shear, for a given bulk finite strain. Thus fabric patterns depend upon the shape of the finite strain ellipsoid.

(2) The orientation distribution of intracrystalline slip lines determines the deformation history unless grain boundaries are mobile. Starting from an initially random distribution, intracrystalline slip favours a deformation by coaxially accumulating pure shears.

(3) An imposed bulk shearing motion results in progressive selection of orientation domains so that fabrics become asymmetric. The degree of asymmetry then reflects the amount of shear accumulated.

(4) Dynamic recrystallization is a convenient selection mechanism and can be modelled kinematically using fibre domains.

(5) Progressive simple shear in aggregates with coherent domains can be accommodated by intracrystalline slip alone, provided the average fibre is parallel to the bulk shear direction. Otherwise and in the absence of recrystallization, slip along intercrystalline systems (grain boundary sliding) or across grains (brittle micro-faults or shear

bands) must take over from intracrystalline slip.

(6) Fibre-type behaviour of polycrystalline aggregates accounts for strain partitioning and shear localization during progressive deformation; in particular, the development of shear bands is expected within fibre models.

Acknowledgements

Prof. G. Oertel made useful suggestions to improve submitted versions of the present series of papers. The authors also thank all their colleagues in the Structural Geology Department, Rennes, for their help in clarifying ideas developed in this paper. S. Regnault provided the specimen of Fig. 15a.

X-3

Publié avec l'aimable autorisation de :
Pergamon Journals Ltd.

Bulk kinematics from shear zone patterns: some field examples

DENIS GAPAIS, PASCAL BALE, PIERRE CHOUKROUNE, PETER R. COBBOLD,
YAMINA MAHJOUB* and DIDIER MARQUER

Laboratoire de Géologie Structurale, Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles (CNRS),
Université de Rennes, 35042 Rennes Cedex, France and * Département de Géologie, U.S.T.H.B.,
Alger, Algérie

(Received 23 June 1986; accepted in revised form 10 February 1987)

Abstract—Geological deformations which are statistically homogeneous at bulk scale (e.g. the macroscale) are often localized into arrays of narrow shear zones at a smaller scale (e.g. the mesoscale). This paper shows that shear zone patterns can be used to estimate both a bulk finite strain ellipsoid and aspects of the bulk deformation history. We describe examples of heterogeneously deformed granitic rocks which reveal the following features. (1) Shear zones show preferred orientations. (2) There are correlations between shear zone orientations and directions and senses on shear. (3) For areas that have undergone coaxial deformation histories, shear zone patterns have orthorhombic symmetries directly related to strain ellipsoid shape. (4) For areas that have undergone non-coaxial deformation histories, shear zone patterns have a lower symmetry. (5) For areas that have undergone bulk simple shear, shear senses on shear zones are consistent with the bulk shear sense. Results are compared with predictions of kinematic models involving slip along inextensible fibres and sheets. According to these models, preferred orientations of slip surfaces track surfaces of no finite extension of the bulk strain ellipsoid, whereas slip directions track directions of large shear in the bulk strain ellipsoid. There are good correlations between preferred orientations of shear zones and fibre models.

INTRODUCTION

IN MANY deformed rocks, especially those with an initially homogeneous and isotropic structure (e.g. plutonic rocks), deformation is highly localized into band-like shear zones. These zones generally form anastomosing arrays, enclosing domains with smaller and more homogeneous strain. At the bulk scale, zones can be described as discontinuities in the displacement field, in other words, as slip surfaces; but, at a smaller scale, they are in fact coherent transition zones with continuous deformation gradients. Once developed, active shear zones must combine together, so as to accommodate most of the total deformation, irrespective of the deformation mechanisms that operate at the grain scale. Accordingly, one expects strong relationships between the geometry of a given shear zone pattern and the corresponding average (mean) deformation at bulk scale. By geometry we mean, in particular; (i) preferred orientations of shear zones; and (ii) changes in direction, sense and amount of shear according to shear zone orientation.

Relationships between shear zone patterns and bulk strain have been examined by Mitra (1979) in a strain analysis of basement granitic rocks. His approach compares with those developed for intracrystalline slip systems (Taylor 1938, Lister *et al.* 1978) or brittle faults (Oertel 1965, Freund 1974, Reches 1983). He deduced that five independent sets of shear zone orientations are required to accommodate a general bulk homogeneous strain. Thus, Mitra extended the von Mises criterion from lattice scale to rock scale and from discrete slip planes to ductile shear zones. Several kinematic models for accommodating a bulk plane strain have been

derived from natural shear zone patterns (Ramsay 1980, Bell 1981). However, all these studies are mainly supported by two-dimensional observations. They do not provide critical data to define: (i) relationships between shear zone preferred orientations and the bulk strain ellipsoid; and (ii) kinematic factors which can control the evolution of shear zone patterns during progressive deformation.

Concerning the relationships between shear zone patterns and deformation history, few data are available and these remain essentially two-dimensional (see Collins & De Paor 1986). A coaxial history is expected to result in symmetric conjugate shear zones. In contrast, experiments (Hoepfner *et al.* 1969, Tchalenko 1970, Mandl *et al.* 1977, Logan *et al.* 1981), numerical models (Priour 1985) and field examples (Berthé *et al.* 1979, Platt & Vissers 1980) all show that progressive simple shear results in the predominance of one set of shear zones over the conjugate set (e.g. *C* surfaces, Berthé *et al.* 1979). Faulting experiments further emphasize that an imposed bulk simple shear can result in patterns of anastomosing zones which are locally complex, with several sets (e.g. Riedel experiments, see Tchalenko 1970). Comparable patterns are found in natural sheared rocks (Bell 1981, Simpson 1983, Gapais & Jegouzo 1985) and both their mechanical and kinematic significances are still unclear.

The aim of the present paper is to describe how shear zone patterns can be used as qualitative shear criteria and strain markers at the bulk scale. We concentrate on their use as kinematic indicators, rather than discuss possible variations in geometry depending upon mechanical effects. The latter question will be left for further publications.

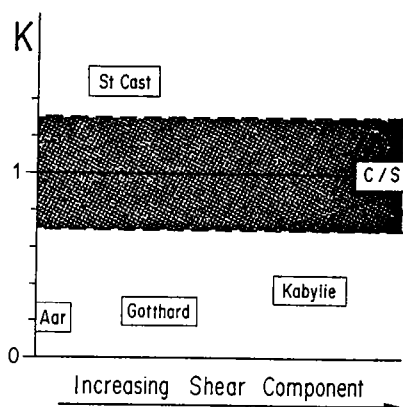


Fig. 1. The five examples of studied shear zone patterns in a schematic kinematic reference frame relating shape parameter (K) of the bulk strain ellipsoid [$K = (\lambda_1/\lambda_2 - 1)/(\lambda_2/\lambda_3 - 1)$, Flinn 1962; $\lambda_1 \geq \lambda_2 \geq \lambda_3$, principal stretches, Truesdell & Toupin 1960] to qualitative degree of non-coaxiality of bulk deformation history (qualitative estimates from local tectonics and results presented in this paper).

We present five examples of granitic rocks from various crustal structures and deformed under various kinematic conditions (Fig. 1). Each example has undergone one major progressive deformation. The deformed material within shear zones can be compared with its undeformed or weakly deformed equivalent outside the zones. We summarize published data from: (i) areas in the Aar Massif (Central Alps) which are deformed in the flattening field (Choukroune & Gapais 1983); and (ii) typical C-S granites with deformation histories close to simple shearing, special reference being made to granites from South Armorican Shear Zone (Berthé *et al.* 1979). We describe new structural observations from: (i) areas in the Gotthard Massif (Central Alps); (ii) granitic rocks from eastern Kabylie (N.E. Algeria); and (iii) granitic rocks from the St Cast area (northern Brittany). Observed shear zone patterns are compared with basic predictions of kinematic models briefly summarized in the next section.

KINEMATIC MODELS

The kinematic models we refer to in this paper are fibre models where deformation occurs by slip along discrete inextensible slip systems. For such extreme mechanical conditions, preferred orientations are largely governed by kinematic factors. Fibre models and their applications to various kinds of natural slip systems (e.g. bedding planes, lattice planes or faults) are described in detail elsewhere (Cobbold & Gapais 1987, Gapais & Cobbold 1987) and will not be developed here. They predict the following basic relationships between preferred orientations of active slip systems and bulk kinematics.

(1) At a local scale, slip lines tend to occupy orientations along which the stretching is minimized and the shearing is maximized. With respect to the bulk strain ellipsoid, preferred orientations of inextensible fibres track orientations of no finite extension but are biased towards directions of large shear.

(2) Corresponding preferred orientations of slip surfaces are approximately tangential to the surface of no finite extension.

(3) A large strain with a large component of simple shear requires a maximum concentration of slip lines close to the bulk shear direction. For simple shearing, the average (mean) fibre direction must be parallel to the bulk shearing direction.

ANALYTICAL PROCEDURE

The shear zones or shear bands that we have considered have the following characteristics (Fig. 2).

(1) They are millimetric to decimetric in width.

(2) They are all ductile zones contemporaneous with major deformation and metamorphism in the considered areas. Occasional brittle faults, not clearly related either geometrically or chronologically to the regional deformation, have not been considered.

(3) They are local perturbations of a more homogeneous and penetrative strain field expressed by a regional foliation and a regional stretching lineation (see Fig. 2). These are defined by preferred alignments of constitutive minerals or grain aggregates (feldspar porphyroclasts, micas, quartz ribbons) and by preferred orientations of deformed xenoliths. Foliation and lineation have been considered as defining the principal strain axes ($\lambda_1, \lambda_2, \lambda_3$) and are used as a local reference frame.

(4) Within high strain shear zones, stretching lineations can parallel striations which underline the local slip direction.

Where present, deformed xenoliths have been used to estimate penetrative strains at outcrop scale. Measured xenoliths are fine-grained magmatic inclusions of basic composition. They are centimetric to decimetric in size. Mean axial ratios of a given population measured within principal strain planes were generally obtained from plots of lengths of long axis versus short axis, using the least squares method (Ramsay 1967, p. 193). In most cases, this method proved sufficiently accurate because: (i) plots showed a good alignment of points along a straight line passing through the origin; and (ii) orientations of xenoliths within a given section were approximately constant and parallel to the lineation and (or) the trace of the foliation. However, the R_i/ϕ method (Dunnet 1969) has been used where xenoliths showed significant misorientations (low strain areas). The lack of schistosity refraction across all measured xenoliths attested to low viscosity contrasts between markers and matrix, which yields relatively good estimates of strain. Measurements were made on several outcrops within the St Cast, Aar and Gotthard granites. They contribute to assess the range of finite strain ellipsoid shapes across the studied shear zone patterns.

The local geometry of a given shear zone is described by the shear direction L , the normal N to the shearing plane (shear zone walls), and the normal M to the plane of shear (Fig. 3) (definitions following Truesdell & Toupin 1960). M is a useful characteristic direction as its

Bulk kinematics from shear zone patterns



Fig. 2. Examples of various scale shear-zone patterns in the granites studied. (a) St Cast granite showing an undeformed domain (middle) surrounded by conjugate shear zones (arrowed); scale bar is 75 cm. (b) and (c) Aar granite showing patterns of conjugate shear zones (arrowed) similar in both $\lambda_1\lambda_3$ plane (b) (scale bar is 20 cm) and $\lambda_2\lambda_3$ plane (c) (scale bar is 5 cm).

(continued overleaf)



Fig. 2 (*continued*) (d) Gotthard granite showing a lens-shaped domain of weakly deformed material (bright area, middle) surrounded by orthogneiss with subvertical foliation (dark areas); $\lambda_1\lambda_3$ plane; scale bar is 4 m. (e) and (f) Kabylie granites (south to the right). (e) lens of weakly foliated granite (schistosity *S*) surrounded by a curved shear zone with constant sense of shear (arrowed); $\lambda_1\lambda_3$ plane; scale bar is 20 cm. (f) Typical C-S structures (shearing plane *C* and schistosity *S*) and shear strain gradient from weakly deformed granite (bottom) to ultramylonite within S-vergent mylonitic thrust zone; $\lambda_1\lambda_3$ plane; scale bar is 6 cm.

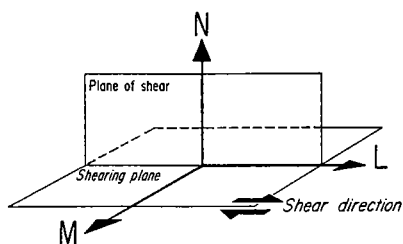


Fig. 3. Conventions used to describe local shear zone attitude by three perpendicular directions; *L* shear direction; *M*, pole to plane of shear; *N*, pole to shearing plane (Truesdell & Toupin 1960).

attitude depends on those of both slip line and slip plane. Its use to describe populations of slip surfaces was introduced by Arthaud (1969) for brittle faults. In the following sections, orientation patterns of *L*, *M* and *N* will be shown on stereograms projected into the $\lambda_1\lambda_3$ bulk strain plane. Each data set will be compared with orientation patterns predicted by fibre models for a coaxial deformation and a suitable bulk strain ellipsoid for the considered area. For a given strain ellipsoid, the

surface of no finite extension, and orientation domains where material lines have suffered a large amount of parallel shear, outline favourable orientations of inextensible slip lines (see also Gapais & Cobbold 1987). Accordingly, the surface normal to the surface of no finite extension and orientation domains of poles to planes affected by a large amount of parallel shear outline favourable orientations of poles to inextensible slip planes.

ST CAST GRANITES

This first example concerns basement granitic rocks outcropping in St Cast, northern Brittany, France (area of the 'pointe de St Cast'; co-ordinates 262.5–114.7, French topographic map I.G.N. No. 1015). These rocks are considered late Proterozoic in age (Jeannette 1972) and were deformed at about 580 Ma during the Cadomian orogeny.

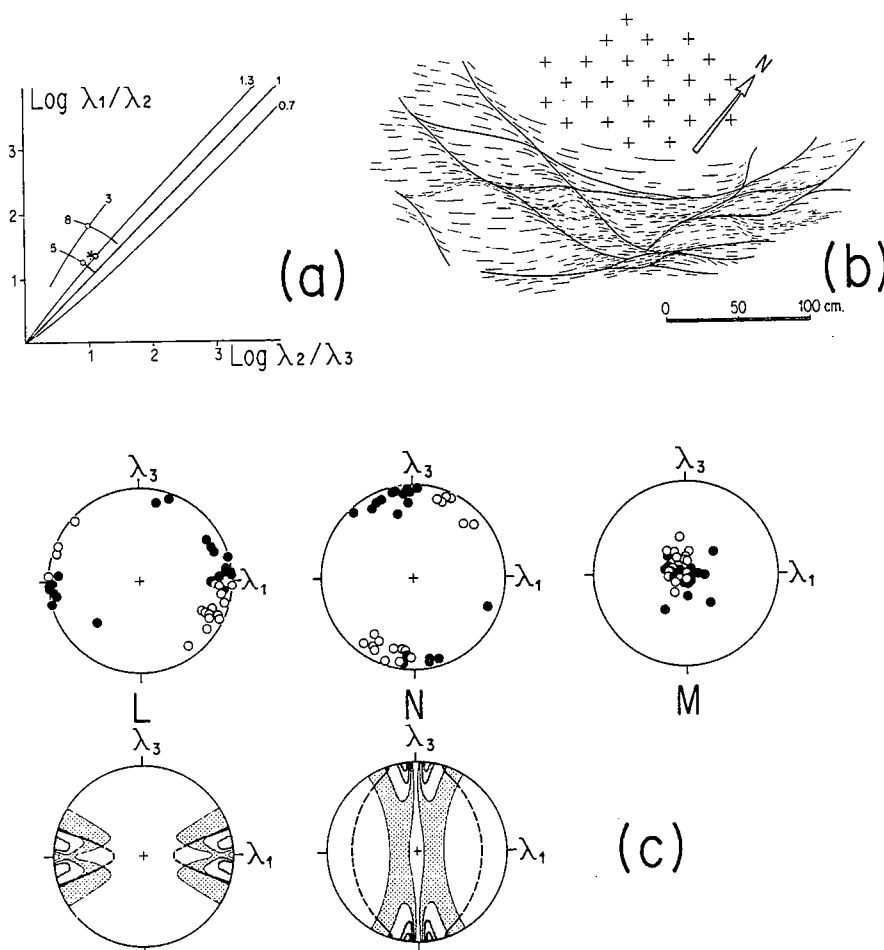


Fig. 4. St Cast granites. (a) Logarithmic plot (base e) of strain measurements from deformed xenoliths; curves are for particular constant values of non-logarithmic K (0.7, 1.3 and 3) or r (5 and 8) parameters; shaded area ($0.7 \leq K \leq 1.3$) represents domain of plane-strain type ellipsoids. (b) Map showing relationships between regional foliation (thin lines), conjugate shear zones (thick lines) and undeformed domain (crosses) in the $\lambda_1\lambda_3$ plane. (c) Equal-area stereographic projections showing distributions of *L*, *N* and *M* directions, together with predictive diagrams for coaxial deformation and representative strain ellipsoid [$K = 1.5$, $r = 6$; star on (a)]; solid and open circles are sinistral and dextral zones, respectively; *L* predictive diagram shows surface of no finite extension (heavy lines) and contours of shear strain along lines; *N* predictive diagram shows orientations of poles to planes tangent to surface of no finite extension (heavy lines) and contours of shear strain along planes; contours are for percentages of maximum amount of shear (30, 50, 70 and 90%) for the considered ellipsoid.

Penetrative strains estimated from deformed xenoliths in the area are slightly constrictive, but close to the plane-strain field ($1.3 \leq K \leq 3$; K , shape parameter of strain ellipsoid, Flinn 1962) (Fig. 4a). Measured strain intensity parameters r range between 5 and 8 ($r = \lambda_1/\lambda_2 + \lambda_2/\lambda_3 - 1$, Watterson 1968; $\lambda_1 \geq \lambda_2 \geq \lambda_3$, principal stretches). The shear zone pattern described here corresponds to an outcrop area of about 200 m² where measured K values are around 1.5 (star on Fig. 4a). The regional schistosity strikes NE–SW and is subvertical. The stretching lineation is subhorizontal.

Shear zones anastomose around domains of locally undeformed and isotropic material (Figs. 2a and 4b). In the $\lambda_1\lambda_3$ plane, they are often rather straight except where they intersect each other. The overall pattern is that of lozenge-shape domains bounded by two sets of conjugate shear zones with opposite sense of shear and intersectioning about λ_2 . This pattern is revealed by stereograms of L , N and M orientations (Fig. 4c). Poles N to conjugate shears are concentrated within the $\lambda_1\lambda_3$ plane and tend to cluster around two maxima at low angle to λ_3 . Shear directions L also lie within the $\lambda_1\lambda_3$ plane. Accordingly, poles M to planes of shear are concentrated about λ_2 .

The pattern is in fact consistent with that expected for plane strain: shear surfaces tend to be conjugate planes at low angle to the schistosity; shear directions are consistently oriented within the $\lambda_1\lambda_3$ plane, so that they accommodate bulk stretch along λ_1 but not along λ_2 .

For constrictive strain ellipsoids, orientations of N such that a significant amount of shear is accumulated along slip planes correspond to an open elliptical cone centered about λ_1 (see Gapais & Cobbold 1987). Such a pattern appears on the predictive diagram of Fig. 4(c) which is drawn for a slightly constrictive ellipsoid ($K = 1.5$), but is not observed on the measured pole figure: poles N tend to concentrate close to orientations for which: (i) the amount of shear along planes exceeds 50% of the maximum amount of shear for the considered strain ellipsoid; and (ii) shear zones have suffered a large amount of parallel shear together with a minimum parallel stretch (overlap domain between orientations of large amount of shear and surface of no finite extension on pole figure). Nevertheless, field evidence shows that shear zones anastomose in the $\lambda_2\lambda_3$ plane (e.g. Fig. 2a). This results locally in rod-shaped low-strain domains between shear zones, especially in areas of large bulk strain. Such local patterns imply a scattering of poles N to shearing planes about λ_1 , which is consistent with a constrictive strain.

AAR GRANITES

The Aar Massif, situated in Central Switzerland, belongs to the External Crystalline Massifs of Central Alps. It comprises granitic rocks of late Hercynian age deformed under greenschist metamorphic conditions during the Alpine orogeny (Steck 1968, 1984, Chouk-

roune & Gapais 1983). The outcrops described here consist of granite and granodiorite (Grimsel granodiorite) of the central part of the Aar Massif (Aar Valley, north of Grimsel Pass; co-ordinates 664.7–159.9, Swiss topographic map No. 1230).

Strain measurements from deformed xenoliths in the area (see also Choukroune & Gapais 1983) yield ellipsoids of the flattening type ($0.03 \leq K \leq 0.7$) irrespective of strain intensity (Fig. 5a). The latter varies from low values outside shear zones ($r \geq 1.3$) to extremely high values within ultramylonites (measured r parameters up to 22) (Fig. 5a). The regional schistosity has a remarkably constant strike around N70°. Both schistosity and stretching lineation are generally subvertical.

Low-strain domains between strongly deformed zones define lenses flattened parallel to the regional schistosity ($\lambda_1\lambda_2$ plane) (Figs. 2b & c and 5b & c). Lenses are slightly elongate parallel to λ_1 , but the overall pattern is rather close to axisymmetric about λ_3 . Consistently, poles N to shear surfaces tend to define a small-circle pattern centred about λ_3 (Fig. 5d). This high degree of symmetry is expressed by curved shear surfaces with a comparable geometry in both $\lambda_1\lambda_3$ and $\lambda_2\lambda_3$ principal planes (Figs. 2b and c and 5b & c).

The distribution of shear directions L is also rather symmetric (Fig. 5d). Shear directions tend to track a small circle at low angle to the $\lambda_1\lambda_2$ plane and centered about λ_3 . This pattern outlines the overall 3-D shape of lenses and further shows that shear directions tend to be radially disposed on lens surfaces (see Fig. 10). The sense of shear varies consistently on curved shear surfaces, according to their local orientation with respect to bulk principal strains: conjugate shear surfaces at high angle to the $\lambda_1\lambda_3$ plane and intersecting about λ_2 show conjugate shear senses about λ_1 (open and closed circles, Fig. 5d); conjugate shear surfaces at high angle to the $\lambda_2\lambda_3$ plane and intersecting about λ_1 show conjugate shear senses about λ_2 (open and closed squares, Fig. 5d). Changes in shear direction according to shear surface orientation yield a characteristic scattering of poles M to planes of shear in all orientations close to the mean regional schistosity $\lambda_1\lambda_2$ (Fig. 5d).

A good consistency is observed between measurements and predictions of fibre models (Fig. 5d) for K and r values representative of the study area (star on Fig. 5a). Models show that all orientations close to surfaces of no finite extension are also orientations along which a large amount of shear is accumulated (50% of the maximum amount of shear, Fig. 5d). This accounts for the observed scatter of shear directions at high angles to λ_3 . Similar correlations can be made for poles to shear surfaces.

The lens-type shear zone pattern clearly accounts for finite flattening strains, as recorded by classical strain markers (Fig. 5a). In a previous paper, two of us (Choukroune & Gapais 1983) have shown that this pattern was observed at all scales and for various amounts of bulk strain together with a constant orientation of the regional schistosity (Fig. 5c). They interpreted this as a tendency for the shear zone pattern to remain axisymmetric about a constant shortening direction during progressive defor-

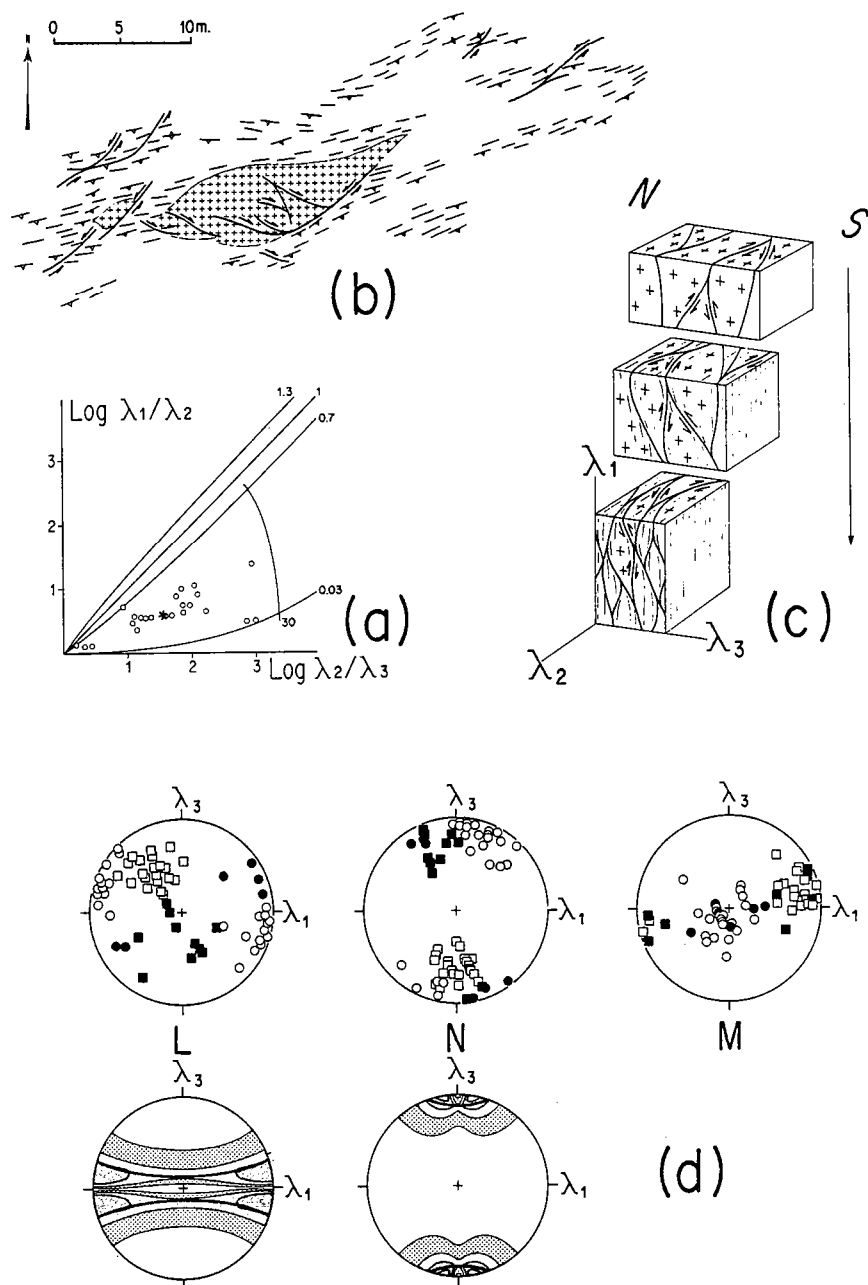


Fig. 5. Aar granites (data from Choukroune & Gapais 1983). (a) Logarithmic plot of strain measurement from deformed xenoliths. (b) Foliation map showing lens-shaped undeformed domain (crosses) surrounded by curved shear surface in the $\lambda_2\lambda_3$ plane. (c) Schematic block diagrams showing 3-D shear zone pattern for three stages of increasing bulk strain; conjugate zones occur in both $\lambda_1\lambda_3$ and $\lambda_2\lambda_3$ planes. (d) Equal-area stereographic projections for L, N and M directions together with predictive diagrams for coaxial deformation and representative strain ellipsoid [$K = 0.21$, $r = 5.45$, star on (a)]; open and solid circles are for conjugate zones intersecting at high angle to λ_1 ; open and solid squares are for conjugate zones intersecting at high angle to λ_2 . See caption of Fig. 4 for further details.

mation. Consequently, they proposed a model of orthogneiss development by bulk coaxial progressive flattening (Fig. 5c). The good consistency observed between the shear zone pattern and fibre models for coaxial flattening supports this interpretation.

GOTTHARD GRANITES

Like the Aar granites, the Gotthard granites belong to the External Crystalline Massifs of the Central Alps. Their deformation is also of Alpine age and occurred

under metamorphic conditions of the amphibolite facies (Frey *et al.* 1980). Results described below relate to granite outcrops (Fibbia granite and Gamsboden granite) located north of the Gotthard Pass (co-ordinates 686–157.7, Swiss topographic map No. 1251).

The regional foliation has a constant average N60° strike. It is subvertical or dips steeply southward. The associated stretching lineation plunges steeply. Finite strains measured from deformed xenoliths are of flattening type ($0.02 \leq K \leq 0.5$) (Fig. 6a) as in the Aar granite (Marquer & Gapais 1985, Marquer 1987).

The overall shear zone pattern is also comparable

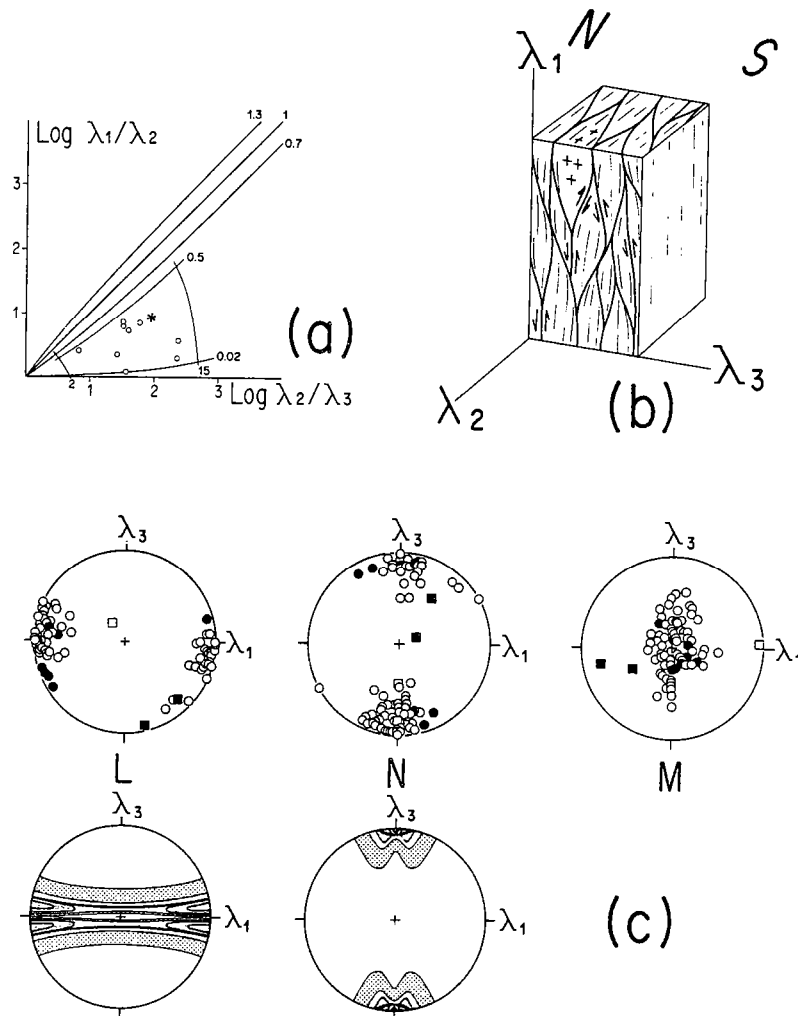


Fig. 6. Gotthard granites. (a) Logarithmic plot of strain measurements from deformed xenoliths. (b) Schematic block-diagram showing 3-D shear zone pattern; most shear zones have a northward sense of shear [open circles on (c)]. (c) Same caption as Fig. 5(d); predictive diagrams are for coaxial deformation, $K = 0.25$ and $r = 9$ [star on (a)].

to that of the Aar granites. It consists of mylonite zones surrounding lenses of lower strain (Figs. 2d and 6b). However, the following major differences are observed.

(1) Lenses are strongly flattened within the regional schistosity (Fig. 6b). This is expressed by a strong clustering of poles N to shear surfaces towards λ_3 (Fig. 6c). Fibre models predict such a clustering for a high flattening strain (Fig. 6c, $r = 9$; star on Fig. 6a) compared with that quoted for the Aar example (Fig. 5d, $r = 5.45$; star on Fig. 5a). Hence, undeformed or weakly foliated domains are uncommon in the study area of the Gotthard massif, whereas they are well developed in the Aar granite.

(2) Lenses are asymmetric, resulting in the following major differences between observed patterns and predictions of fibre models for coaxial flattening (Figs. 6b & c and 10). (a) The schistosity itself has locally acted as a shearing plane (Fig. 6b). This results in the occurrence of poles N to shear surfaces parallel to λ_3 and of shear directions L parallel to λ_1 (Fig. 6c). This, combined with a high bulk strain intensity, accounts for the poor correlation found between observed and expected distribu-

tions of N . (b) Shear directions are shifted towards the principal stretch direction (Fig. 6c). Conjugate shears about λ_2 (squares on Fig. 6c) are uncommon compared with the Aar example (see Fig. 5d), although K values are comparable in both cases. Consequently, poles M to planes of shear scattered along the $\lambda_1\lambda_2$ plane are uncommon (compare Figs. 6c and 5d). The scattering along $\lambda_1\lambda_2$ is here replaced by an elongate concentration perpendicular to the maximum concentration of shear directions L (Fig. 6c). This characteristic change in the distribution of poles M reflects the development of a preferred orientation of shear directions L disposed on a lens-shaped shear surface (Fig. 10). (c) There is one dominant sense of shear along lens surfaces. The dominant set, including schistosity planes, corresponds to a northward sense of shear (Fig. 6b; open circles, Fig. 6c). The conjugate set is present (closed circles, Fig. 6c) but is poorly developed.

Lens asymmetry is interpreted as the result of a non-coaxial flattening (Fig. 10). It is consistent with a component of regional thrusting towards the north, as inferred from regional structural analysis (Marquer & Gapais 1985).

KABYLIE GRANITES

Granitic rocks here designated as Kabylie granites are observed within Hercynian basement rocks outcropping in eastern Kabylie, N.E. Algeria. They intrude a series of metamorphic orthogneisses and paragneisses. Emplacement and deformation ages are still unclear (Mahjoub & Gapais 1985). The particular area described here is situated south of Collo (co-ordinates 848–409.7, Algerian topographic map No. 13).

Good strain markers such as basic xenoliths are lacking in these granites; but mean aspect ratios of relict aggregates of quartz and feldspars within orthogneissic and mylonitic material are consistent with strains of the flattening type ($K > 0.3$, Fig. 7a).

The overall structure is sketched in Fig. 7(b) (similar patterns can be observed at various scales, which accounts for the lack of reference scale on this sketch). It corresponds to a major ductile S-vergent thrust zone of several tens of metres thick where local flat-lying thrust surfaces separate thicker domains with a locally steeply N-dipping foliation. The latter show domains of low strain surrounded by curved shear surfaces (Figs. 2e and 7b). South vergent C-S structures (Berthé *et al.* 1979) occur within flat-lying mylonitic shear zones (Figs. 2f and 7b).

The shear zone pattern is strongly asymmetric. All shear surfaces show a southward sense of shear irrespective of their attitude with respect to principal strains (Fig. 2e) (only closed circles on Fig. 7c). Nevertheless, poles N to shear surfaces tend to outline an incomplete small-circle pattern about λ_3 . This reflects the occurrence of lens-shaped shear zone patterns (curved shear zones, Figs. 2e and 7b), as predicted by fibre models for flattening strains. Shear directions L tend to cluster in a single maximum oblique to the principal strain plane $\lambda_1\lambda_2$ (Figs. 7c and 10). The obliquity is consistent with an overall southward shear sense. According to orientations of L and N , poles M to planes of shear are concentrated about λ_2 (Fig. 7c). Nevertheless, the maximum concentration of M is slightly elongate perpendicular to the mean shear direction outlined by the preferred orientation of L directions. This is due to lens-shaped shear surfaces (compare with Figs. 6c and 10).

C-S GRANITES

C-S Structures within granitic rocks have been described by Berthé *et al.* (1979) as typical of progressive shearing deformation and are now recognized as most reliable shear criteria (see Simpson & Schmid 1983).

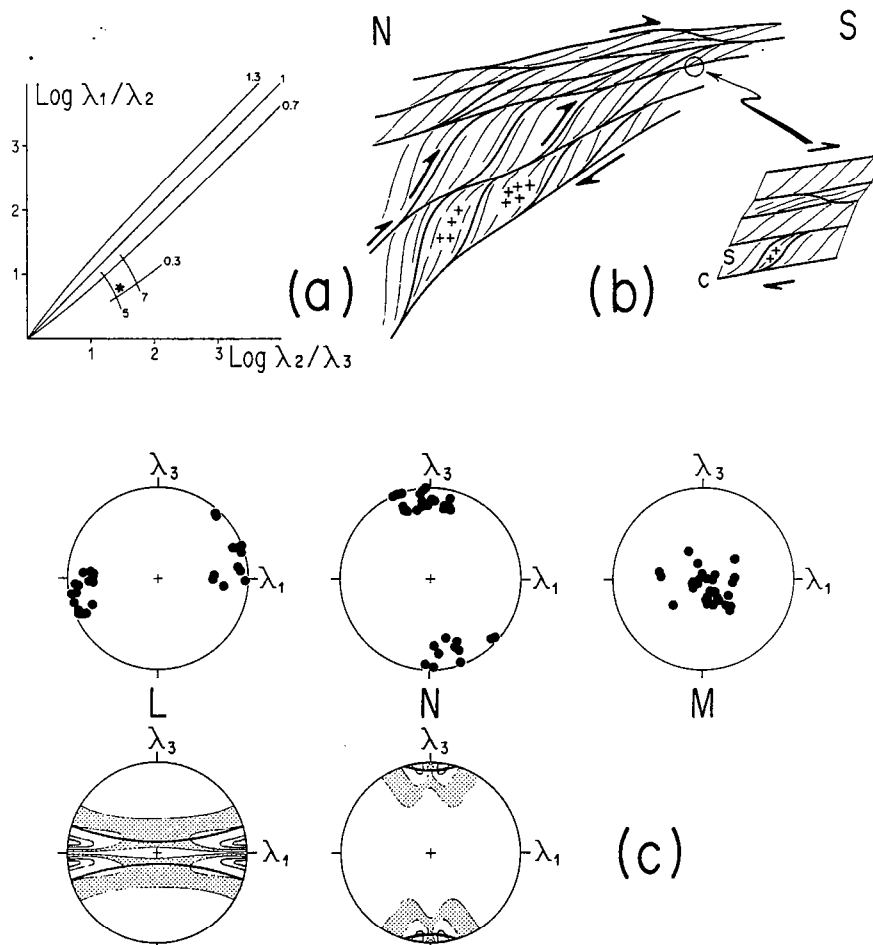


Fig. 7. Kabylie granites. (a) Logarithmic plot of strain estimate. (b) Sketch of overall shear zone pattern (heavy lines) and schistosity (thin lines) in the $\lambda_1\lambda_3$ plane. (c) Same caption as Fig. 5(d); closed circles are south-vergent shear zones; predictive diagrams are for coaxial deformation, $K = 0.35$ and $r = 5.7$.

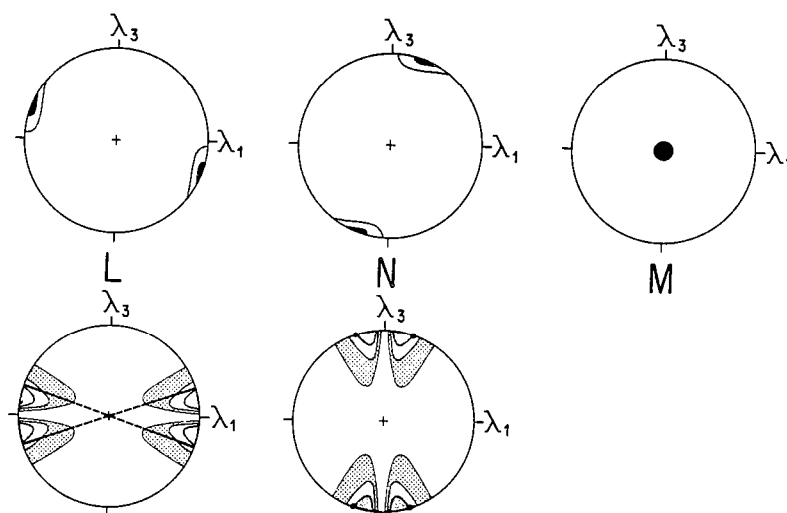


Fig. 8. Sketch of typical distributions of L , N and M directions within C - S granites. Predictive diagrams are for coaxial deformation, $K = 1$ and $r = 5$. See caption for Fig. 5(d).

Their geometry, as deduced from granites deformed by dextral transcurrent shearing along the South Armorican Shear Zone (Berthé *et al.* 1979), is sketched in Fig. 8.

One single set of shear surfaces is expressed. They are planar surfaces whose constant average orientation parallels the shear zone boundaries at a larger scale. They contain the bulk principal strain axis λ_2 . Shear strain gradients are marked by a gradual rotation of the schistosity (S surfaces, $\lambda_1\lambda_2$ plane) towards the shearing planes (C surfaces) (Fig. 2f). The shear direction has a constant orientation in the $\lambda_1\lambda_3$ plane.

This geometry, with no variations along λ_2 , is fully described in two dimensions ($\lambda_1\lambda_3$ plane). It thus suggests conditions of bulk plane strain. Hence the 3-D shapes of shadow zones around feldspar porphyroclasts within South Armorican granites also indicate plane strain (Berthé *et al.* 1979). In a study of sheared granites from Morocco, Lagarde & Choukroune (1982) provide quantitative strain data for a regional scale C - S shear zone. Their results indicate plane strain for a large range of strain intensities ($1.3 \leq r \leq 17$; Lagarde & Choukroune 1982). Predictive diagrams of Fig. 8 are drawn for a coaxial plane strain and a strain intensity parameter r of 5. Irrespective of the symmetry, they feature consistently the mean angular relationships between C and S as found in typical C - S orthogneisses (Berthé *et al.* 1979, Lagarde & Choukroune 1982) (a plane-strain ellipsoid with $r = 5$ yields $\gamma = 2.7$ in simple shear).

The occurrence of one single set of parallel shear planes which accommodate most of the total deformation is consistent with progressive simple shearing. Fibre models also show that the deformation must be simple shear if it is achieved by slip along only one set of parallel inextensible fibres (Cobbold & Gapais 1987, Gapais & Cobbold 1987). Simple kinematic comparison can be made with an isolated single crystal deforming by slip along a unique slip system. In the shear zone case, the active shear direction is imposed by boundary conditions, whereas it is imposed by crystallographic con-

straints in the crystal case; but in both cases, the active shearing plane tracks the unique fixed orientation of no stretching for a simple shearing deformation.

CONCLUDING REMARKS

Field data presented in this paper show that relevant kinematic inferences can be made from the 3-D analysis of ductile shear zone patterns. Our major conclusions are summarized in Figs. 9, 10 and 11.

Bulk finite strain vs shear zone pattern

Three-dimensional shear zone patterns vary consistently according to the shape of the bulk finite strain ellipsoid (Fig. 9). Furthermore, a mean strain ellipsoid can in principle be estimated at the scale of any domain size in which compatible shear zones define a consistent pattern. Flattened low-strain lenses surrounded by curved shear surfaces both in the $\lambda_1\lambda_3$ and $\lambda_2\lambda_3$ principal planes indicate the flattening field. Towards the plane-strain field, shear zones tend to become more planar and the patterns are different in the $\lambda_1\lambda_3$ and $\lambda_2\lambda_3$ principal planes. Lozenge-shaped arrays of anastomosing zones

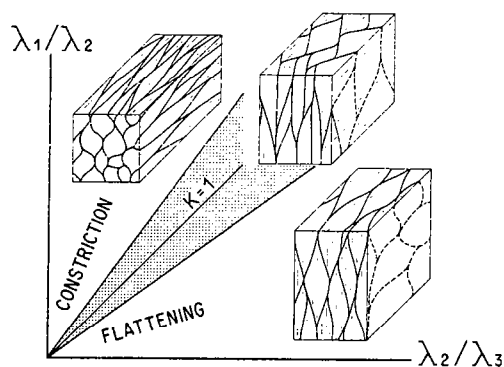


Fig. 9. Flinn diagram summarizing conclusions on relationships between shear zone pattern and bulk finite strain ellipsoid shape.

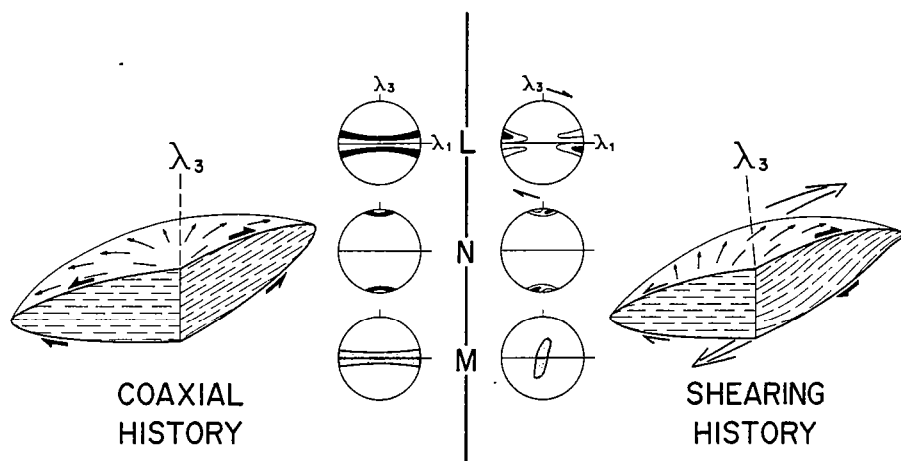


Fig. 10. Sketch summarizing conclusions on relationships between shear zone patterns and bulk deformation history (case of flattening strain); see text for further details.

characterize the $\lambda_1\lambda_3$ plane. The constriction field is expected to yield rod-shaped shear zone patterns.

These variations of shear surface geometry are similar to those of surfaces of no finite stretch and of domains of large shear in the bulk strain ellipsoid. This is consistent with fibre models which predict that a shear surface which provides a significant contribution to the bulk strain should accumulate both maximum parallel shear and minimum parallel stretch.

Our kinematic interpretation of shear zone patterns accounts for a general feature of ductile shear zones: they lie always at high angle (typically around 60–70°) to the direction of principal shortening, in contrast to brittle faults (typically at around 30–40° to λ_3) whose orientation depends largely on mechanical factors. Furthermore, the observed analogy with models of inextensible fibres emphasizes that the rotation of an active shear zone during progressive deformation differs from that of a passive material surface with same initial orientation. However, the condition of inextensibility is indeed an extreme mechanical approximation for shear zones as: (i) it neglects any mechanical control on shear zone initiation and propagation; and (ii) it assumes that, once developed, shear zones are zones of extremely easy slip during the entire subsequent deformation (no strain hardening).

In addition, common features of ductile shear zone patterns are homogeneous straining within domains between shear zones and cross-cutting of one set of shear zones by another. These allow overall stretch and local destruction of individual slip surfaces (see Means 1977).

Bulk deformation history vs shear zone pattern

Our observations emphasize that non-coaxial deformation histories result in asymmetric shear zone patterns, whereas coaxial histories can preserve symmetric patterns during progressive deformation. Basic changes from symmetric to asymmetric patterns are in fact quite similar to those classically used as shear criteria in lattice fabric analysis (Fig. 10). They are marked by: (i) a shift of local shear directions towards the bulk shear direc-

tion; and (ii) the predominance of one shear sense over the conjugate sense. It appears that local shear directions and shear senses are modified according to the bulk deformation history, whereas patterns of shear surface orientations continue to bear a relation with the strain ellipsoid shape (Fig. 10). Lens-shaped patterns described in the Gotthard and Kabylie granites support this statement. From the comparison with fibre models, we infer that domains where the deformation is accommodated by slip on a single set of parallel shear surfaces (C-S structures) have undergone a bulk progressive simple shearing.

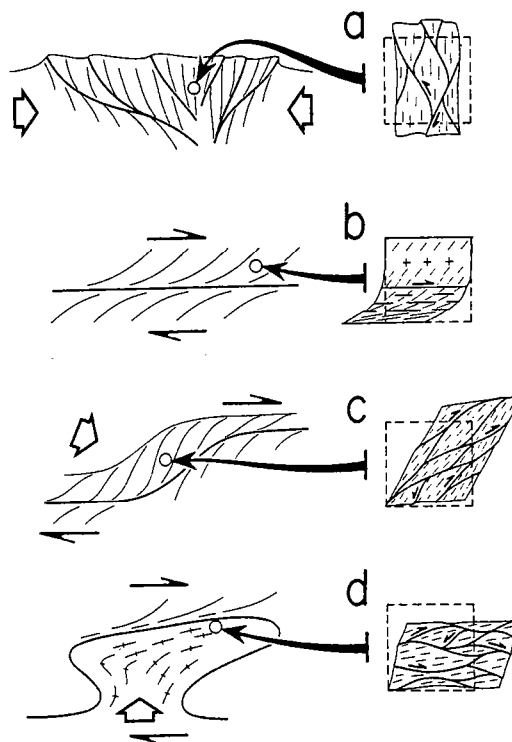


Fig. 11. Sketch illustrating some general aspects of shear-zone patterns ($\lambda_1\lambda_3$ plane) as expected in crustal structures according to the local kinematic history; (a) coaxial shortening; (b) simple shearing; (c) compressive thrusting; and (d) extensional shearing.

Shear zone patterns within crustal structures

The interpretation of shear zone patterns proposed in this paper refers to average kinematics at the scale of the considered pattern. The kinematic history generally varies across a given structure, which introduces some limits in practical applications. Indeed, reliable kinematic inferences require the measurement of a significant number of shear zones within a material that was homogeneously deformed at the bulk scale.

However, shear zone patterns exist at all scales within the crust. They can therefore constitute a unique kinematic indicator from the sample scale to crustal scale. Furthermore, they are generally well developed and readily interpretable in granitic rocks whose initial state was homogeneous and isotropic. They occur commonly in the crust and are often associated with major tectonic events. Shear zone patterns can be used to characterize crustal deformation zones such as coaxially shortened zones (Fig. 11a), large-scale simple shear zones (Fig. 11b), thickened thrust zones (Fig. 11c) or thinned zones (e.g. top of diapir emplaced during regional thrusting (Fig. 11d).

Acknowledgements—W. D. Means's critical comments and reviews by D. G. De Paor and G. Oertel helped to improve the final manuscript.

REFERENCES

- Arthaud, F. 1969. Méthode de détermination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement et intermédiaire d'une population de failles. *Bull. Soc. géol. Fr., 7 Ser. XI*, 729–737.
- Bell, T. H. 1981. Foliation development—The contribution, geometry and significance of progressive, bulk, inhomogeneous shortening. *Tectonophysics* **75**, 273–296.
- Berthé, D., Choukroune, P. & Jegouzo, P. 1979. Orthogneiss, mylonite and non-coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican Shear Zone. *J. Struct. Geol.* **1**, 31–42.
- Choukroune, P. & Gapais, D. 1983. Strain pattern in the Aar granite (central Alps): orthogneiss developed by bulk inhomogeneous shortening. *J. Struct. Geol.* **5**, 411–418.
- Cobbold, P. R. & Gapais, D. 1987. Slip system domains. I. Plane-strain kinematics of arrays of coherent bands with twinned fibre orientations. *Tectonophysics* **131**, 113–132.
- Collins, D. A. & De Paor, D. G. 1986. A determination of the bulk rotational deformation resulting from displacements in discrete shear zones in the Hercynian fold belt of South Ireland. *J. Struct. Geol.* **8**, 101–109.
- Dunnet, D. 1969. A technique of finite strain analysis using elliptical particles. *Tectonophysics* **7**, 117–136.
- Flinn, D. 1962. On folding during three dimensional progressive deformation. *Q. Jl. geol. Soc. Lond.* **118**, 385–433.
- Freund, R. 1974. Kinematics of transform and transcurrent faults. *Tectonophysics* **21**, 93–134.
- Frey, M., Bucher, K., Frank, E. & Mullis, J. 1980. Alpine metamorphism along the geotraverse Basel-Chiasso: a review. *Eclog. geol. Helv.* **73**, 527–546.
- Gapais, D. & Jegouzo, P. 1985. Domainal orientations of C–S structures in sheared granites (South Armorican Shear Zone). *Int. Conf. on Tectonic and Structural Processes*, Utrecht, 11–13 April 1985, 76–77 (abstract).
- Gapais, D. & Cobbold, P. R. 1987. Slip-system domains. II. Kinematic aspects of fabric developments in polycrystalline aggregates. *Tectonophysics*. In press.
- Hoepfner, R., Kalthoff, E. & Schrader, P. 1969. Zur physikalischen tektonik. Bruchbildung bei verschiedenen affinen deformationen im experiment. *Geol. Rdsch.* **59**, 179–193.
- Jeannette, D. 1972. Analyse tectonique de formations précambriennes. Etude du Nord-Est de la Bretagne. *Sci. Géol. Strasb.* **36**, 1–175.
- Lagarde, J. L. & Choukroune, P. 1982. Cisaillement ductile et granites syntectoniques: l'exemple du massif hercynien des Jebilet (Maroc). *Bull. Soc. géol. Fr. 7 Ser. XXIV*, 299–307.
- Lister, G. S., Paterson, M. S. & Hobbs, B. E. 1978. The simulation of fabric development in plastic deformation and its application to quartzites: the model. *Tectonophysics* **45**, 107–158.
- Logan, J. M., Higgs, N. G. & Friedman, M. 1981. Laboratory studies on natural gouge from the U.S. Geological Survey Dry Lake Valley No. 1 Well, San Andreas Fault Zone. In: *Mechanical Behavior of Crustal Rocks* (edited by Carter, N. L., Friedman, M., Logan, J. M. & Stearns, D. W.). *Geophys. Monogr.* **24**, 121–134.
- Mahjoub, Y. & Gapais, D. 1985. Orthogneiss development within thrust zones: an example from eastern Kabylia (Algeria). *Terra Cognita* **5**, 257 (abstract).
- Mandl, G., De Jong, L. N. J. & Maltha, A. 1977. Shear zones in granular material. *Rock Mech.* **9**, 95–144.
- Marquer, D. 1987. Transferts de matière et déformation progressive des granitoides. Exemples des massifs de l'Aar et du Gotthard (Alpes centrales suisses). *Mém. docum. CAESS*, Rennes, France **10**, 1–250.
- Marquer, D. & Gapais, D. 1985. Les massifs cristallins externes sur une transversale Guttanen—Val Bedretto (Alpes Centrales): structures et histoire cinématique. *Cr. hebdom. Séanc. Acad. Sci., Paris* **301**, 543–546.
- Means, W. D. 1977. A deformation experiment in transmitted light. *Earth Planet. Sci. Lett.* **35**, 169–179.
- Mitra, G. 1979. Ductile deformation zones in Blue Ridge Basement rocks and estimation of finite strains. *Bull. geol. Soc. Am.* **90**, 935–951.
- Oertel, G. 1965. The mechanism of faulting in clay experiments. *Tectonophysics* **2**, 343–393.
- Platt, J. P. & Vissers, R. L. M. 1980. Extensional structures in anisotropic rocks. *J. Struct. Geol.* **2**, 397–410.
- Priour, D. 1985. Genèse des zones de cisaillement. Application de la méthode des éléments finis à la simulation numérique de la déformation des roches. *Mém. Docum. CAESS*, Rennes, France **4**, 1–157.
- Ramsay, J. G. 1967. *Folding and Fracturing of Rocks*. McGraw-Hill, New York.
- Ramsay, J. G. 1980. Shear zone geometry: a review. *J. Struct. Geol.* **2**, 83–99.
- Reches, Z. 1983. Faulting of rocks in three-dimensional strain fields. II. Theoretical analysis. *Tectonophysics* **95**, 133–156.
- Simpson, C. 1983. Strain and shape-fabric variations associated with ductile shear zones. *J. Struct. Geol.* **5**, 61–72.
- Simpson, C. & Schmid, S. 1983. An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. *Bull. geol. Soc. Am.* **94**, 1281–1288.
- Steck, A. 1968. Die alpidischen Strukturen in den zentralen Aargraniten des westlichen Aarmassivs. *Eclog. geol. Helv.* **61**, 19–48.
- Steck, A. 1984. Structures de déformations tertiaires dans les Alpes Centrales (transversale Aar-Simplon-Ossola). *Eclog. geol. Helv.* **77**, 5–100.
- Taylor, G. I. 1938. Plastic strain in metals. *J. Inst. Metal.* **62**, 307–324.
- Tchalenko, J. S. 1970. Similarities between shear zones of different magnitudes. *Bull. geol. Soc. Am.* **81**, 1625–1640.
- Truesdell, C. & Toupin, R. 1960. The classical field theory. In: *Handbuch der Physik. Encyclopedia of Physics* (edited by Flugge S.) **3**, 226–793.
- Watterson, J. 1968. Homogeneous deformation of the gneisses of Vesterland, South-West Greenland. *Bull. Grøn. geol. Unders.* **175**, 1–78.

CONCLUSION GENERALE

Par les questions abordées, bien que parfois très partiellement, au fil des différents chapitres de ce mémoire, j'ai voulu présenter les **roches granitiques** comme des **marqueurs privilégiés de la déformation de la croûte continentale**, tout en tentant d'établir un **bilan méthodologique de leur analyse**.

Mon approche s'est voulue plus générale que l'analyse pétrostructurale classique. Au delà des aspects spécifiquement liés aux déformations syn-mise en place (e.g. interactions diapirisme-tectonique, mécanismes de déformation pré et synsolidification des magmas), les travaux regroupés dans ce mémoire consacrent une large part aux déformations post-mise en place (réactivation de socle ancien) dans différents contextes tectoniques et métamorphiques. Les principales idées développées se résument comme suit.

- Granites marqueurs thermomécaniques.

Les structures et les microstructures des granites sont de bons indicateurs des mécanismes de déformation, permettant de reconnaître et d'étudier les grands types de transitions rhéologiques (e.g. magmatique/solide, semifragile/ductile), de fluage (stable/instable), et d'histoire thermique syntectonique. On a en particulier pu (1) proposer des bases visant à établir des cartes reliant mécanismes de déformation et conditions physiques à partir d'exemples naturels, et (2) définir les relations entre type de structures et type d'histoire thermique. L'étude comparée de plutons syntectoniques et de massifs granitiques de socle réactivé a en outre permis de définir les modalités de la déformation progressive en contextes thermiques respectivement rétrogrades et progrades.

Ainsi, les relations déformation/histoire thermique spécifiques aux plutons syntectoniques (refroidissement rapide depuis l'état magmatique) se marquent par une succession précise de mécanismes de déformation et de comportements macroscopiques : déformation homogène (cristallisation partielle), propagation de nombreuses instabilités au cisaillement (forte fraction cristallisée ou état solide haute température), puis localisation croissante de la déformation à l'échelle de l'affleurement ou du massif ($T^{\circ} < 550^{\circ}\text{C}$). L'observation d'une telle évolution à travers un gradient de déformation régional, marquée, dans le cas d'une zone de cisaillement, par la présence de larges volumes de granite à structures C-S, peut être considérée comme la signature d'une tectonique syn-mise en place. Au contraire, des champs de déformation définis par des zones de cisaillement discrètes séparant de larges domaines peu ou pas déformés sont typiques de déformations post-mise en place et concernent en premier lieu les domaines de socle.

Par ailleurs, on souligne que des conditions thermiques voisines de $500-550^{\circ}\text{C}$ (en présence d'eau) induisent un profond changement du comportement de la croûte granitique. De l'échelle du massif à celle de l'échantillon, ce seuil, qui correspond à la transition semifragile-ductile, se marque par un changement du degré de localisation de la déformation (rapport volume déformé / volume préservé) et d'échelle des instabilités au cisaillement. Dans le quartz, il correspond à la transition entre recrystallisation par rotation de sous-grains et recrystallisation par migration des joints.

Dans les feldspaths, il correspond à la transition fragile-ductile dont le rôle apparaît primordial dans le comportement rhéologique des roches granitiques: formant avant déformation une charpente résistante et fragile en dessous de 500°C, la phase feldspathique ne présente plus de contraste de ductilité significatif avec le quartz au dessus de 500-550°C. A moyennes pressions, cette transition se situe globalement au niveau du seuil de stabilité de l'oligoclase et du feldspath potassique. Nos observations supportent ainsi l'idée d'une transition majeure dans la croûte granitique au passage facies schistes verts /facies amphibolite, tant du point mécanique (propension à la formation de failles, propension à la déformation sous l'action de la gravité) que du point de vue des interactions fluides / roche et de l'échelle des transferts de matière, ces derniers étant largement limités par (1) la stabilité des phases minérales initiales, et (2) l'échelle et la distribution des zones de cisaillement. Clairement, la combinaison d'études structurales fines et de travaux méthodologiques sur la thermobarométrie dans les roches granitiques apparaît un thème méritant d'être développé.

- Granites marqueurs cinématiques.

Les résultats présentés soulignent que la symétrie structurale est un outil fiable qui, à toute échelle, permet d'estimer le régime de la déformation et, en conséquence, les directions et les sens de déplacement global.

On a en outre proposé un modèle général d'analyse cinématique des déformations par glissement sur des systèmes de toute nature et de toute échelle (plans de stratification, zones de cisaillement, failles, plans réticulaires). Ce modèle montre que le comportement des systèmes de glissement est largement contrôlé par les conditions globales de déformation et de déplacement imposées aux limites du domaine considéré: l'orientation préférentielle et la distribution spatiale des systèmes de glissement reflète (1) la forme de l'ellipsoïde de déformation finie globale (aplatissement, déformation plane, constriction), (2) l'intensité de la déformation, et (3) le degré de non-coaxialité de la déformation progressive. Ces propriétés tiennent au fait, qu'une fois créé ou activé, chaque système tend à adopter une orientation le long de laquelle un étirement fini minimum peut être maintenu au cours de la déformation progressive. Appliqué aux domaines fracturés, ce modèle permet de préciser les modalités des relations entre distributions en domaines (e.g. dominos), réorientations des failles, rotations rigides des blocs interfailles, déformation progressive et cinématique globale. Appliqué aux orientations préférentielles de réseau, il explique l'essentiel de leurs caractéristiques, en particulier pourquoi les fabriques associées à une déformation cisailante sont asymétriques. L'application aux déformations continues est particulièrement bien illustrée dans le cas des roches granitiques du fait de leur caractère relativement homogène et isotrope avant déformation. Elle permet d'établir un modèle d'analyse cinématique des champs de failles ductiles.

En conclusion, je souhaite que les méthodes, les observations et les interprétations décrites et illustrées dans ce mémoire puissent contribuer à faire des roches granitiques, composante essentielle de la croûte continentale, un marqueur privilégié pour l'analyse tectonique des zones orogéniques.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Ait Omar, S., 1986. Modalités de mise en place d'un pluton granitique et ses relations avec la déformation régionale : l'exemple du granite hercynien d'Oulmès (Maroc Central). Thèse univ., Rennes, 1-224.
- Allègre, C. J., Ben Othman, D., 1980. Nd-Sr isotopic relationship in granitoid rocks and continental crust development : a chemical approach to orogenesis. *Nature*, 286 : 335-346.
- Arnold, A., 1970. On the history of the Gotthard Massif (Central Alps, Switzerland). *Eclogae Geol. Helv.*, 63/1 : 29-30.
- Arthaud, F., 1969. Méthode de détermination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement et intermédiaire d'une population de failles. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7 : 729-737.
- Arzi, A.A., 1978. Critical phenomena in the rheology of partially melted rocks. *Tectonophysics*, 44 : 173-184.
- Atkinson, B. K., 1982. Subcritical crack propagation in rocks : theory experimental results and applications. *J. Struct. Geol.*, 4 : 19-30.
- Ashworth, J. R. et Mc Lellan, E. L., 1985. In "Migmatites", (J. R. Ashworth, ed.). Chapman et Hall, New York., 180-204.
- Auffray, F., 1986. Evolution chimique et structurale des plagioclases au cours de la déformation progressive d'un granite. Thèse 3ème cycle, Rennes, 181 p.
- Baker, D.W. et Wenk, H. R., 1972. Preferred orientation in a low-symmetry quartz mylonite. *J. Geol.*, 80 : 81-105.
- Balderman, M. A., 1974. The effect of strain rate and temperature on the yield point of hydrolitically weakened synthetic quartz. *J. Geoph. Res.*, 79 : 1647-1652.
- Balé, P. et Brun, J.P., in review. Late precambrian thrust and wrench zones in northern Brittany, France. *J. Struct. Géol.*
- Balk, R., 1937. Structural behaviour of igneous rocks. *Geol. Soc. Am. Mem.*, 5 : 1-177.
- Barbarin, B. et Belin, J.M., 1982. Mise en évidence du cisaillement ductile hercynien "St-Gervais-l'Hermitage (Massif Central français). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 284 : 1377-1380.
- Barrière, M. 1977. Le complexe de Ploumanac'h (Massif Armoricaïn). Essai sur la mise en place et l'évolution pétrologique d'une association plutonique subalcaline tardi-orogénique. Thèse d'état, Brest, 192 p.
- Baumbauer, H. V. et Bernotat, W. H., 1982. The microcline / sanidine transformation isograde in metamorphic regions. Part I. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 62 : 185-230.
- Beach, A., 1976. The interrelations of fluid transport, deformation geochemistry and heat flow in early proterozoic shear zones in the Lewisian complex. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, 280 : 569-604.
- Becke, F., 1908. Über Myrmekite. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 27 : 377-3.
- Behr, H. J., 1980. Polyphase shear zones in the granulite belts along the margins of the Bohemian Massif. *J. Struct. Geol.*, 2 : 249-256.
- Behrmann, J.H. et Platt, J.P., 1982. Sense of nappe emplacement from quartz c-axis fabrics : an example from the Betic Cordilleras (Spain). *Earth. Planet. Sc. Lett.*, 59 : 208-215.

- Bell, T.H., 1981. Foliation development - The contribution, geometry and significance of progressive, bulk, inhomogeneous shortening. *Tectonophysics*, 75 : 273-296.
- Bell, T.H. et Etheridge, M.A., 1973. Microstructure of mylonites and their descriptive terminology. *Lithos*, 6 : 337-348.
- Berger, A.R. et Pitcher, W.S., 1970. Structures in granitic rocks : a commentary and a critique on granite tectonics. *Proc. Géol. Assoc.*, 81 : 441-461.
- Berthé, D., Choukroune, P. et Jegouzo, P., 1979a. Orthogneiss, mylonite and non-coaxial deformation of granite : the example of the South Armorican Shear Zone. *J. Struct. Geol.*, 1 : 31-42.
- Berthé, D., Choukroune, P. et Gapais, D., 1979b. Orientations préférentielles du quartz et orthogneissification progressive en régime cisailant : l'exemple du cisaillement sud-armoricain. *Bull. Mineral.*, 102 : 265-272.
- Berthé, D. et Brun, J.P., 1980. Evolution of folds during progressive shear in the South Armorican Shear Zone, France. *J. Struct. Geol.* 2 : 127-133.
- Bhattacharyya, D.S. et Pasayat, S., 1968. Deformation texture in quartz A theoretical approach. *Tectonophysics*, 5 : 303-314.
- Bishop, J.K.W. et Hill, R., 1951. A theory of plastic distortion of a polycrystalline aggregate under combined stress. *Phil. Mag.*, 42 : 414-427.
- Blacic, J.D., 1975. Plastic deformation mechanisms in quartz : the effect of water. *Tectonophysics*, 27 : 271-294.
- Blumenfeld, P.H., 1985. Evidence for dominant prismatic $\langle c \rangle$ slip in quartz deformed under conditions close to granitic solidus. *Terra Cognita*, 5 : 255 (abstr.).
- Bouchez, J.L., 1977. Le quartz et la cinématique des zones ductiles. Thèse, Nantes, 175 p.
- Bouchez, J.L., 1977. Plastic deformation of quartzite in an area of a natural strain gradient at low temperature. *Tectonophysics*, 39 : 25-50.
- Bouchez, J.L., 1978. Preferred orientations of quartz $\langle a \rangle$ axes in some tectonites : kinematic inferences. *Tectonophysics*, 49 : T25-T30.
- Bouchez, J.L., Dervin, P., Mardon, J.P. et Engländer, M., 1979. La diffraction neutronique appliquée à l'étude de l'orientation préférentielle de réseau dans les quartzites. *Bull. Minéral.*, 102 : 225-231.
- Bouchez, J.L. et Pécher, A., 1981. The Himalayan Main Central Thrust pile and its quartz rich tectonites in central Nepal. *Tectonophysics*, 78 : 23-50.
- Bouchez, J.L. et Duval, P., 1982. The fabric of polycrystalline ice deformed in simple shear : experiments in torsion, natural deformation and geometrical implications. *Textures and Microstructures*, 5, 3 : 171-190.
- Bouchez, J.L., Lister, G.S. et Nicolas, A., 1983. Fabric asymmetry and shear sense in movement zones. *Geol. Rdsch.* 72 : 401-419.
- Bouchez, J.L., Mainprice, D.H., Trepied, L. et Doukhan, J.C., 1984. Secondary lineation in a high-T quartzite (Galicia, Spain) : an explanation for an abnormal fabric. *J. Struct. Geol.*, 6 : 159-165.
- Boullier, A.M. et Nicolas, A., 1975. Classification of textures and fabrics of peridotite xenoliths from South African Kimberlites. *Proc. 1st Int Kimberlite Conf., Phys. Chem. Earth*, 9 : 467-475.

- Boullier, A.M. et Guéguen, Y., 1975. SP-mylonites : origin of some mylonites by superplastic flow. *Contr.Mineral. Petrol.*, 50 : 93-104.
- Boullier, A.M. et Quenardel, J.M., 1981. The Caledonides of northern Norway. : relation between preferred orientation of quartz lattice, strain and translation of the nappes. In : *Thrust and nappes Tectonics*. K.R. Mc Clay et N.J. Price Eds. Geol. Soc. London. Spec. Publ., 9. : 185-195.
- Brun, J.P., 1983. L'origine des domes gneissiques. : modèles et tests. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 7. : 219-228.
- Brun, J.P. et Pons, J., 1981. Strain patterns of pluton emplacement in a crust undergoing non-coaxial deformation, Sierra Morena, Southern Spain. *J. Struct. Geol.*, 3. : 219-229.
- Brun, J.P. et Choukroune, P., 1981. Déformation progressive et structures crustales. *Rev. Géol. dyn. et Géogr. phys.*, 23 : 177-193.
- Brunel, M., 1980. Quartz fabrics in shear zone mylonites : Evidence for a major imprint due to late strain increments. *Tectonophysics*. 64 : T23-T44.
- Brunel, M., 1983. Etude pétrostructurale des chevauchements ductiles en Himalaya (Népal Oriental et Himalaya du Nord Ouest). Thèse d'Etat. Paris VII, 395 p.
- Buchi, V.P. et Trumphy, R., 1976. Bemerkungen zum geologischen Profil Langs der Geotraverse Basel-Chiasso. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 56 : 589-603.
- Burg, J.P. et Laurent, Ph., 1978. Strain analysis of a shear zone in a granodiorite. *Tectonophysics*, 47 : 15-42.
- Burg, J.P., M. Iglesias, Laurent, Ph., Matte, A. et Ribeiro, 1981. Variscan intracontinental deformation : The Coimbra-Cordoba shear zone (SW Iberian Peninsula). *Tectonophysics*, 78 : 161-177.
- Burg, J.P., Brunel, M., Gapais, D., Chen, G.M. et Liu, G.H., 1984. Deformation of leucogranites of the crystalline Main Central Sheet in Southern Tibet (China). *J. Struct. Geol.*, 6 : 535-542.
- Burrows, S.E., 1979. Dynamic recrystallization of a magnesium alloy. Unpublished Ph. D. thesis, University of London.
- Busk, H.G., 1929. *Earth Flexures*. Cambridge Univ. Press, London, 106 p.
- Carreras, J. Estrada, A. et White, S.H., 1977. The effects of folding on the C-axis fabrics of a quartz mylonite. *Tectonophysics*, 39 : 1-3 : 3-24.
- Casey, M., Dietrich, D. et Ramsay, J.G., 1983. Methods for determining deformation history for chocolate tablet boudinage with fibrous crystals. *Tectonophysics*, 92 : 211-239.
- Casey, M. et Huggenberger, P., 1985. Numerical modelling of finite amplitude similar folds developing under general deformation histories. *J. Struct. Geol.*, 7 : 103-114.
- Chang, C.F., Zheng, X.L. et Pan, Y.S., 1977. The geological history of tectonic zonation and origin of uplifting of the Himalayas. *Inst. Geol. Academia Sinica. Peking*. 17 p.
- Choukroune, P., 1971. Contribution à l'étude des mécanismes de la déformation avec schistosité grâce aux cristallisations syncinématiques dans les "zones abritées" ("pressure shadows"). *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 7 : 257-271.
- Choukroune, P. et Gapais, D., 1983. Strain pattern in the Aar granite (Central Alps) : orthogneiss developed by bulk inhomogeneous shortening. *J. Struct. Geol.*, 5 : 411-418.

- Choukroune, P., Lopez-Munoz, M. et Ouali, J., 1983. Cisaillement ductile sud-armoricain et déformations discontinues associées : mise en évidence de la déformation régionale non coaxiale dextre. C.R. heb. Séanc.Acad.Sci.,Paris, 296 : 657-660.
- Choukroune, P., Ballèvre, M., Cobbold, P., Gauthier, Y., Merle, O. Vuichard, J.P., 1986. Deformation and motion in the Western Alpine arc. *Tectonics*, 5 : 215-226.
- Christie, J.M., 1963. Moine Thrust Zone in the Assynt Region, N.W. Scotland. *Univ. Calif. Publ. Geol. Sci.*, 40 : 345-439.
- Cobbold, P.R., 1976a. Fold shapes as functions of progressive strain. *Philos. Trans. R. Soc. London., Ser. A*, 283 : 129-138.
- Cobbold, P.R., 1976b. Mechanical effects of anisotropy during large finite deformations. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 18 : 1497-1510.
- Cobbold, P.R., 1977. Description and origin of banded deformation structures. I. Regional strain, local perturbations, and deformation bands. *Can. J. Earth Sci.*, 14 : 1721-1731.
- Cobbold, P.R., 1977. Compatibility equation and the integration of finite strains in two dimensions. *Tectonophysics*, 39 : T1-T6.
- Cobbold, P.R., 1977b. Description and origin of banded deformation structures. II. Rheology and the growth of banded perturbations. *Can. J. Earth Sci.*, 14 : 2510-2523.
- Cobbold, P.R., 1983. Kinematic and mechanical discontinuity at a coherent interface. *J. Struct. Geol.*, 5 : 341-349.
- Cobbold, P.R., Cosgrove, J.W. et Summers, J.M., 1971. Development of internal structures in deformed anisotropic rocks. *Tectonophysics*, 12 : 23-53.
- Cobbold, P.R. et Gapais, D., 1983. Pure shear and simple shear of particle matrix systems with viscosity contrasts. *Terra Cognita*, 3 : 247 (abstract).
- Cobbold, P.R., Means, W.D. et Bayly, M.B., 1984. Jumps in deformation gradients and particle velocities across propagating coherent boundaries. *Tectonophysics*, 108 : 283-298.
- Cobbold, P.R. et Gapais, D., 1986. Slip systems domains. I. Plane strain kinematics of arrays of coherent bands with twinned fibre orientations. *Tectonophysics*, 131 : 113-132.
- Cogné, J., 1966. Les grands cisaillements hercyniens dans le Massif Armoricaire et les phénomènes de granitisation. *Etages tectoniques*. Ed. de la Baconnière, 179-192.
- Cogné, J., 1977. La chaîne hercynienne ouest-européenne correspond-t-elle à un orogène par collision? Proposition pour une interprétation géodynamique globale. *Ecologie et Géologie de l'Himalaya*, Coll. Int. CNRS, 268 : 111-129.
- Cogné, J. et Vidal, P., 1972. Résultats géochronologiques récents en Bretagne méridionale : signification géodynamique de l'axe structural Moëlan-Lanvaux au cours de l'Ordovicien et du Silurien et problèmes nouveaux. *C.R. Somm. Soc. Geol. Fr.*, Paris, 3 : 117-119.
- Collins, D.A. et De Paor, D.G., 1986. A determination of the bulk rotational deformation resulting from displacements in discrete shear zones in the Hercynian fold belt of South Ireland. *J. Struct. Geol.*, 8 : 101-109.
- Courrioux, G., 1983. Exemple de mise en place d'un leucogranite pendant le fonctionnement d'une zone de cisaillement : le granite hercynien de Puente deume (Galice, Espagne). *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 3 : 301-307.

- Coward, M.P., 1976. Strain within ductile shear zones. *Tectonophysics*, 34 : 181-197.
- Coward, M.P. et Kim, J.H., 1981. Strain within thrust sheets. In : *Thrust and Nappe Tectonics* K.R. McClay et N.J. Price eds. *Geol. Soc. London. Spec. Publ.*, 9 : 275-292.
- Cutler, J. et Elliot, D., 1983. The compatibility equations and the pole to the Mohr Circle. *J. Struct. Geol.*, 5 : 287-298.
- Dahlstrom, C.D.A., 1969. Balanced cross sections. *Can. J. Earth Sci.*, 6 : 743-757.
- De Paor, D.G., 1983. Orthographic analysis of geological structures. I. Deformation theory. *J. Struct. Geol.*, : 255-278.
- De Paor, D.G. et Means, W.D., 1984. Mohr Circles of the First and Second Kind and their use to represent tensor operations. *J. Struct. Geol.*, 6 : 690-702.
- Dietrich, V. et Gansser, A., 1981. The leucogranites of the Bhutan Himalaya (Crustal anatexis versus mantle melting). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 61 : 177-202.
- Dillamore, I.L., Roberts, J.G. et Bush, A.C., 1979. Occurrence of shear bands in heavily rolled cubic metals. *Metal Sci. J.*, 13 : 73-77.
- Dixon, J. et Williams, G., 1983. Reaction softening in mylonites from the Arnaboll thrust southern Scotland. *J. Geol.*, 19 : 157-168.
- Duggan, B.J., Hatherly, M., Hutchinson, W.B. et Wakefield, P.T., 1978. Deformation structures and textures in cold-rolled 70 : 30 brass. *Metal Sci. J.*, 12 : 343-351.
- Dunnet, D., 1969. A technique of finite strain analysis using elliptical particles. *Tectonophysics*, 7 : 117-136.
- Durney, D.W. et Ramsay, J.G., 1973. Incremental strains measured by syntectonic crystal growths. In : *gravity and tectonics* (edited by De Jong, K.A. et Scholten, R.). Wiley, New York, 67-96.
- Escher, A., Escher, J.C. et Watterson, J., 1975. The reorientation of the Kangamiut dyke swarm, west Greenland. *Can. J. Earth. Sci.* 12 : 158-173.
- Etchecopar, A., 1974. Simulation par ordinateur de la déformation progressive d'un agrégat polycristallin. Etude du développement des structures orientées par écrasement et cisaillement. Thèse 3ème cycle, Nantes, 135 p.
- Etchecopar, A., 1977. A plane kinematic model of progressive deformation in a polycrystalline aggregate. *Tectonophysics*, 39 : 121-139.
- Etchecopar, A., 1984. Etude des états de contrainte en tectonique cassante et simulations de déformations plastiques (approche mathématique). Thèse d'Etat, Montpellier, 270 p.
- Etheridge, M.A., Wall, V.J. et Vernon, R.H., 1983. The role of the fluid phase during regional metamorphism and deformation. *J. Metamorphic Geol.*, 1 : 205-226.
- Etheridge, M.A. et Wilkie, J.C., 1979. Grain size reduction, grain boundary sliding and the flow strength of mylonites. *Tectonophysics*, 58 : 159-178.
- Fargette, B. et Whitwham, D., 1976. Déformation plastique du laiton CuZn30 au cours de déformations élevées par laminage. *Rev. Metall. Mem. Sci.*, 73 : 197-206.

- Fernandez, A. et Laboue, M., 1983. Développement de l'orientation préférentielle de marqueurs rigides lors d'une déformation par aplatissement de révolution. Etude théorique et application aux structures de mise en place du granite de la Margeride au voisinage du Bassin du Malzieu (Massif Central français). *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 3 : 327-334.
- Ferry, J.M., 1979. Reaction mechanisms, physical conditions and mass transfert during hydrothermal alteration of mica and feldspar in granite rocks from South Central Maine, USA. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 68 : 125-139.
- Fletcher, R.C. et Hofmann, W.H., 1974. Simple models of diffusion and combined diffusion-infiltration metasomatism. In "Geochemical transport and kinetics", Carnegie Inst. Washington (A.W. Hofman, B.J. Gilletti, H.S. Yoder et R.A. Yund, eds.).
- Flinn, D., 1962. On folding during three dimensional progressive deformation. *Q. J. Geol. Soc. Lond.* 9, 118 : 385-433.
- Fontelles, M., 1978. Les mécanismes de la métasomatose. *Bull. Mineral.* 101 : 166-194.
- Frantz, J.D. et Weisbrod, A., 1974. Infiltration metasomatism in the system $K_2O-SiO_2-Al_2O_3-H_2O-HCl$. In "Geochemical transport and kinetics", Carnegie Inst. Washington (A.W. Hofmann, B.J. Gilletti, H.S. Yoder et R.A. Yund, eds.).
- Freund, R., 1974. Kinematics of transform and transcurrent faults. *Tectonophysics*, 21 : 93-134.
- Frey, M., Bucher, K., Frank, E. et Mullis, J., 1980. Alpine metamorphism along the geotransverse Basel-chiasso : a review. *Eclogae Geol. Helv.*, 73/2 : 527-546.
- Fuchs, G., 1981. Outline of the Geology of the Himalaya. *Mitt. öterr. Geol.* 74/75 : 101-127.
- Fyfe, W.S., 1976. Chemical aspects of rock deformation. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, 283 : 221-228.
- Gamond, J.F., 1983. Displacement features associated with fault zones : A comparison between observed examples and experimental models. *J. Struct. Geol.*, 5 : 33-45.
- Gansser, A., 1964. Geology of the Himalayas. Wiley. Interscience London. 289 p.
- Gapais, D., 1979a. Déformation progressive d'un quartzite dans une zone plissée (segment hercynien de Bretagne Centrale). *Bull. Mineral.*, 102 : 249-264.
- Gapais, D. 1979b. Orientations préférentielles de réseau et déformations naturelles. Applications aux quartzites (segment hercynien de Bretagne Centrale) et aux amphibolites (couverture des dômes gneissiques de Kuopio - Finlande). These troisième cycle, Université de Rennes.
- Gapais, D. et Le Corre, C., 1980. Is the Hercynian belt of Brittany a major shear zone ? *Nature*, 288 : 574-576.
- Gapais, D. et Le Corre, C., 1981. Processus de déformation à basse température dans des argilo-siltites et des quartzites : effets de la lithologie et des conditions thermiques. *Rev. Geol. Dyn. Géogr. Phys.*
- Gapais, D. et White, S.H., 1982. Ductile shear bands in a naturally deformed quartzite. *Textures and Microstructures*, 5 : 1-17.
- Gapais, D. et Jegouzo, P., 1985. Domainal orientations of C-S structures in sheared granites (South Armorican Shear Zone). Intern. Conf. on Tectonic and Structural Processes, Utrecht, 11-12-13 April 1985, 76-77 (abstract).

- Gapais, D et Cobbold, P.R. in press. Slip system domains. II. Kinematic aspects of fabric developments in polycrystalline aggregates. *Tectonophysics*.
- Ghosh, S.K., 1968. Experiments of buckling of multilayers which permit interlayer gliding. *Tectonophysics*, 6 : 207-249.
- Guillopé, M. et Poirier, J.P., 1979. Dynamic recrystallization during creep of single crystalline halite : an experimental study. *J. Geophys. Res.*, 84 : 5557-5567.
- Hanmer, S.K., 1978. Mise en place des leucogranites carbonifères (Raz-Nantes) en Bretagne méridionale. 6ème Réun. Ann. Sc. de la Terre, Orsay, p. 202.
- Hara, I., 1971. An ultimate steady-state pattern of c axis fabric of quartz in metamorphic tectonics. *Geol. Rundschau*, 60 : 1143-1173.
- Hara, I., Takeda, K. et Kimura, T., 1973. Preferred lattice orientation of quartz in shear deformation. *Niroshima Univ., J. Sci. Sér. C*, 7 : 1-10.
- Hoeppener, R., Kalthoff, E. et Schrader, P., 1969. Zur physikalischen tektonik. Bruchbildung bei verschiedenen affinen deformationen im experiment. *Geol. Rdsch.*, 59 : 179-193.
- Hoeppener, R., Briw, M. et Vollbrecht., 1983. Some aspects on the origin of fold type fabrics - Theory, experiments and field applications. *Geol. Rdsch.*, 72 : 421-450.
- Hossack, J.R., 1979. The use of balanced cross-sections in the calculation of orogenic contraction : a review. *J. Geol. Soc. London*, 136 : 705-711.
- Hsu, T.C., 1966. The characteristics of coaxial and non-coaxial strain paths. *J. Strain Analys.*, 1 : 216-222.
- Hsu, K.J., 1979. Thin-skinned plate tectonics during neoalpine orogenesis. *Amer. J. Sci.*, 279 : 353-366.
- Huber, M. Ramsay, J.G. et Simpson, C., 1980. Deformation in the Maggia and Antigorio nappes, Lepontine Alps. *Eclogae Geol. Helv.*, 73/2 : 593-606.
- Hudleston, P.J., 1980. The progressive development of inhomogeneous shear and crystallographic fabric in glacial ice. *J. Struct. Geol.* 2 : 189-196.
- Hutton, D.H.W., 1982. A tectonic model for the emplacement or the main Donegal granites, NW Ireland. *J. Geol. Soc. Lond.*, 139 : 615-631.
- Iglesias, M. et Choukroune, P., 1980. Shear zones in the Iberian arc. *J. Struct. Geol.*, 2 : 63-68.
- Jaeger, J.C., 1969. *Elasticity, Fractures and Flow*. Chapman & Hall Ltd., London.
- Jeannette, D., 1972. Analyse tectonique de formations précambriennes. Etude du Nord-Est de la Bretagne. *Sciences Géologiques Strasbourg*, 36 : 1-175.
- Jegouzo, P., 1980. The South Armorican shear zone. *J. Struct. Geol.* 2 : 39-47.
- Jegouzo, P. et Gapais, D., 1977. Application de la goniométrie de texture aux ultramylonites. 5ème R.A.S.T., Rennes : 285.
- Johnson, A.M., 1977. *Styles of Folding*. Develop. Geotectonics, Vol. 11. Elsevier, Amsterdam, 406 p.
- Jones, M.E., 1981. The relationships between metamorphism and deformation ; report of the Tectonic Studies Group discussion meeting held at the Geological Society, Burlington House, London, 12 novembre 1980. *J. Struct. Geol.*, 3 : 333-338.

- Kamb, W.B., 1959. Ice petrofabric observations from blue glacier, Washington, in relation to theory and experiment. *J. Geophys. Res.*, 64 : 1891-1909.
- Kerrich, R., Fyfe, W.S., Gorman, B.E. et Allison, I., 1977. Local modification of rock chemistry by deformation. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 65 : 183-190.
- Kerrich, R., Allison, I., Barnett, R.P., Moss, S. et Starkey, I., 1980. Microstructural and chemical transformations accompanying deformation of granite in a shear zone at Mieville, Switzerland ; with implications for stress corrosion cracking and superplastic flow. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 73 : 221-242.
- Kirby, S.H. and Mc Cormick, J.W., 1979. Creep of hydrolytically weakened synthetic quartz crystals oriented to promote (2110) \langle OOO1 \rangle slip : a brief summary of work to date. *Bull. Mineral.* 102 : 124-137.
- Krummenacher, D., 1971. Géochronométrie des roches de l'Himalaya. In : *Recherches géologiques dans l'Himalaya du Népal, Région de la Thakkhola*. Centr. Nat. Res. Sci. 6 : 187-202. Paris.
- Lagarde, J.L. et Choukroune, P., 1982. Cisaillement ductile et granites syntectoniques : l'exemple du massif hercynien des Jebilet (Maroc) *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 7 : 299-307.
- Latham, J.P., 1979. Experimentally developed folds in a material with a planar mineral fabric. *Tectonophysics*, 57 : T1-T8.
- Laurent, PH. et Etchecopar, A., 1976. Mise en évidence à l'aide de la fabrique du quartz d'un cisaillement simple à déversement Ouest dans le Massif de Dora Maïra (Alpes Occidentales). *Bull. Soc. Geol. Fr.* 7 : 1387-1393.
- Law, R.D., Knipe, R.J. et Dayan, H., 1984. Strain partitioning within thrust sheets : microstructural and petrofabric evidence from the Moine Thrust Zone, Loch Eriboll, Northwest Scotland. *J. Struct. Geol.*, 6, 5 : 477-497.
- Le Corre, C., 1978. Approche quantitative des processus synschisteux. L'exemple du segment hercynien de Bretagne centrale. Thèse, Rennes, 380 p.
- Le Fort, P., 1973. Les leucogranites à tourmaline de l'Himalaya sur l'exemple du granite du Manaslu (Népal Central). *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 7 : 555-561.
- Le Fort, P., 1981. Manaslu Leucogranites : a collision signature of the Himalaya. A model for its genesis and emplacement. *J. Geophys. Res.* 86, B 11 : 10545-10568.
- Lister, G.S., 1974. The theory of deformation fabrics. Ph. D. Aust. Nat. Univ., 463 p.
- Lister, G.S., 1981. The effect of basal-prism mechanism switch on fabric development during plastic deformation of quartzite. *J. Struct. Geol.*, 3, 1 : 67-75.
- Lister, G.S., Paterson, M.S. et Hobbs, B.E., 1978. The simulation of fabric development in plastic deformation and its application to quartzites : the model. *Tectonophysics*, 45 : 107-158.
- Lister, G.S. et Paterson, M.S., 1979. The simulation of fabric development during plastic deformation and its application to quartzite : fabric transitions. *J. Struct. Geol.*, 1 : 99-115.
- Lister, G.S. et Williams, P.F., 1979. Fabric development in shear zones : theoretical controls and observed phenomena. *J. Struct. Geol.*, 1 : 283-297.
- Lister, G.S. et Hobbs, B.E., 1980. The simulation of fabric development during plastic deformation and its application to quartzite : the influence of deformation history. *J. Struct. Geol.* 2 : 355-370.

- Lister, G.S. et Dorrisiepen, U.F., 1982. Fabric transition in the Saxony granulite terrain. *J. Struct. Geol.*, 4 : 81-92.
- Logan, J.M., Higgs, N.G. et Friedman, M., 1981. Laboratory studies on natural gouge from the U.S. Geological Survey Dry Lake Valley N°1. Well, San Andreas Fault Zone. In : *Mechanical behavior of crustal rocks* (edited by Carter, N.L., Friedman, M., Logan, J.M. et Stearns D.W.). Geophysical Monograph series, 24 : 121-134.
- Mahdjoub, Y. et Gapais, D., 1985. Orthogneiss development within thrust zones : an example from eastern Kabylia (Algeria). *Terra Cognita*, 5 : 257 (abstract).
- Malin, A.S. et Hatherly, M., 1979. Microstructure of cold-rolled Copper. *Metal. Sci. J.*, 13 : 463-472.
- Mandl, G., De Jong, L.N.J. et Malltha, A., 1977. Shear zones in granular material. *Rock Mechanics*, 9 : 95-144.
- Marjoribanks, R.W., 1976. The relation between microfabric and strain in a progressively deformed quartzite sequence from Central Australia. *Tectonophysics*, 32 : 269-293.
- Marquer, D., 1987. Transferts de matière et déformation progressive des granitoïdes. Exemples des massifs de l'Aar et du Gotthard (Alpes centrales suisses). *Mémoires et documents du CAESS, Rennes, France*, 10 : 1-250.
- Marquer, D. et Gapais, D., 1985. Les massifs cristallins externes sur une transversale Guttanen - Val Bedretto (Alpes Centrales) : structures et histoire cinématique. *Cr. hebdomadaire. Séances Acad. Sci. Paris*, 301 : 543-546.
- Marre, J., 1982. Méthodes d'Analyse Structurale des Granitoïdes. *Manuels et Méthodes*, Vol. 3. Bur. Rech. Geol. Min. Orléans, 128 p.
- Marsh, B.D., 1981. On the crystallinity, probability of occurrence and rheology of lava and magma. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 78 : 85-98.
- Means, W.D., 1976. *Stress and Strain*. Springer Verlag, New York.
- Means, W.D., 1977. A deformation experiment in transmitted light. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 35 : 169-179.
- Means, W.D., 1981. The concept of steady-state foliation. *Tectonophysics*, 78 : 179-201.
- Means, W.D., Hobbs, B.E., Lister, G.S. et Williams, P.F., 1980. Vorticity and non coaxiality in progressive deformations. *J. Struct. Geol.*, 2 : 371-378.
- Means, W.D. et Jessel, M.W. Accommodation migration of grain boundaries. *Tectonophysics*, in press.
- Menard, G., 1980. Profondeur du socle antétriasique dans le sud-est de la France. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 290 : 299-302.
- Milnes, A.G. et Pfiffner, O.A., 1977. Structural development of the infratelluric complex, eastern Switzerland. *Eclogae Geol. Helv.*, 7 : 83-95.
- Mitra, G., 1978. Ductile deformation zones and mylonites : the mechanical processes involved in the deformation of crystalline basement rocks. *Amer. Journ. Sci.*, 278 : 1057-1084.
- Mitra, G., 1979. Ductile deformation zones in Blue Ridge Basement rocks and estimation of finite strains. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 90 : 935-951.

- Mu, A. T., Wen, S.H., Wang, Y.K., Chang, P.K. et Yin, C.H., 1973. Stratigraphy of the Mount Jolmo Lungma region in southern Tibet, China. *Scientia Sinica.*, 16 : 96-111.
- Nadai, A., 1963. Theory of flow and fracture of solids. Vol. 2. Engineering Societies monographs. McGraw Hill ed., New York, 705 p.
- Nicolas, A. et Poirier, J.P., 1976. Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks. Wiley-Interscience, London (Editors), 444 p.
- Oertel, G., 1965. The mechanism of faulting in clay experiments. *Tectonophysics*, 2 : 343-393.
- Oertel, G., 1983. Construction of crossed girdles by superposing four subfabrics, each with a single maximum. *Geol. Rdsch*, 72 : 451-467.
- Passchier, C.W., 1983. The reliability of asymmetric C-axis fabrics of quartz to determine sense of vorticity. *Tectonophysics*, 99 : T9-T18.
- Passchier, C.W., 1986. Flow in natural shear zones. The consequences of spinning flow regimes. *Earth Planet Sci. Lett.* 77 : 70-80.
- Passchier, C.W. et Simpson, C., in press. Porphyroclast system as kinematic indicators. *J. Struct. Geol.*
- Paterson, M.S. et Weiss, L.E., 1966. Experimental deformation and folding in phyllite. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 77 : 343-374.
- Pecher, A. et Lefort, P., 1977. Origin and significance of the Lesser Himalaya augen gneisses. In *Ecologie et Géologie de l'Himalaya* ed. du CNRS N° 268. Paris : 319-329.
- Percevault, M.N. et Cobbold, P.R., 1980. Les résultats de la déformation inverse démontrent-ils l'existence d'une déformation cisailante transcurrente sud-armoricaine ? 8ème Féun. Ann. Sci. Terre, Marseille, Soc. Geol. Fr. (éd.), 275 (abstract).
- Platt, J.P. et Vissers, R.L.M., 1980. Extensional structures in anisotropic rocks. *J. Struct. Geol.*, 2 : 397-410.
- Poirier, J.P., 1980. Shear localization and shear instability in materials in the ductile field. *J. Struct. Geol.*, 2 : 135-142.
- Poirier, J.P. et Guillopé, M., 1979. Deformation induced recrystallization of minerals. *Bull. Mineral.*, 102 : 67-74.
- Pons, J., 1982. Un modèle d'évolution de complexes plutoniques : Gabbros et granitoïdes de la Sierra Morena occidentale (Espagne). Thèse, Toulouse, France, 451 p.
- Powell, D. et Treagus, J.E., 1970. Rotational fabrics in metamorphic minerals. *Mineral. Mag.*, 37 : 801-814.
- Priour, D., 1985. Genèse des zones de cisaillement. Application de la méthode des éléments finis à la simulation numérique de la déformation des roches. Mémoires et Documents du CAESS, Rennes, France, 4 : 1-157.
- Quinquis, H., Audren, Cl., Brun, J.P. et Cobbold, P.R., 1978. Intense progressive shear in Ile de Groix blueschists and compatibility with subduction or obduction. *Nature*, 273 : 43-45.
- Ramberg, H., 1975. Particle paths. Displacement and progressive strain applicable to rocks. *Tectonophysics*, 28 : 1-37.
- Ramsay, J.G., 1967. Folding and fracturing of rocks. Graw Hill ed., New York, 568 p.

- Ramsay, J.G., 1974. Development of Chevron folds. *Geol. Soc. Am. Bull.* 85 : 1741-1754.
- Ramsay, J.G., 1980. Shear zone geometry : a review. *J. Struct. Geol.* 2 : 83-99.
- Ramsay, J.G. et Graham, R.H., 1970. Strain variations in shear belts. *Can. J. Earth Sci.*, 7 : 786-813.
- Ramsay, J.G. et Allison, I., 1979. Structural analysis of shear zones in an alpinised Hercynian granite (Maggia Lappen, Pennine zone, Central Alps). *Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt.*, 59 : 251-279.
- Reches, Z., 1983. Faulting of rocks in three-dimensional strain fields. II. Theoretical analysis. *Tectonophysics*, 95 : 133-156.
- Regnault, S., 1981. Stratigraphie et structure du Paléozoïque dans le Ménez-Belair occidental (Synclinorium médian armoricain). *Bull. Soc. Geol. Minéral. Bretagne*, 1 : 111.
- Riedel, W., 1929. Zur mechanik geologischer brucherscheinungen. *Centralblatt Min. Geol. Pal.*, 1929 B : 354-369.
- Rieckels, L.M. et Baker, D.W., 1977. The origin of the double maximum pattern of optic axes in quartzite mylonite. *J. Geol.*, 85 : 1-14.
- Robin, P.Y., 1979. Theory of metamorphic segregation and related processes. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 43 : 1587-1600.
- Rogers, T.G., 1974. Anisotropic elastic and plastic materials. In : Thoft-Christensen (Editor), *Continuum Mechanics Aspects of Geodynamics and Rock Fracture Mechanics*. Reidel, Dordrecht, : 177-200.
- Rosenfeld, J.L., 1970. Rotated garnets in metamorphic rocks. *Geol. Soc. Am. Sp paper.*, 129, 105 p.
- Roy, J.S., 1977. Deformation and chemical processes in mylonite genesis. *Geol. Fören i Stockholm Förhand.*, 99 : 3-9.
- Rubie, D.C., 1983. Reaction enhanced ductility ; the role of solid-solid univariant reactions in deformation of the crust and mantle. *Tectonophysics*, 96 : 331-352.
- Sander, B., 1970. An introduction to the study of fabrics of geological bodies. Pergamon Press, London, 641 p.
- Schmid, S.M., Boland, J.N. et Paterson, M.S., 1977. Superplastic flow in fine grained limestone. *Tectonophysics*, 43 : 257-292.
- Schmid, S.M., Casey, M. et Starkey, J., 1981. An illustration of the advantages of a complete texture analysis described by the orientation distribution function (ODF) using quartz pole figure data. *Tectonophysics*, 78 : 101-117.
- Schmid, S.M. et Casey, M. Complete fabric analysis of some commonly observed quartz C-axis patterns. *J. Struct. Geol.*, in press.
- Schultz, L.G., 1949. A direct method of determining preferred orientation of a flat reflexion sample using a geiger counter X-ray spectrometer. *J. Appl. Phys.*, 20 : 1030-1033.
- Simpson, C., 1980. Oblique girdle orientation patterns of quartz C-axes from a shear zone in the basement core of the Maggia Nappe Ticino, Switzerland. *J. Struct. Geol.*, 2 : 243-247.
- Simpson, C., 1982. The structure of the northern lobe of the Maggia Nappe, Ticino, Switzerland. *Eclog. Geol. Helv.*, 75 : 495-516.

- Simpson, C., 1983. Strain and shape-fabric variations associated with ductile shear zones. *J. Struct. Geol.*, 5 : 61-72.
- Simpson, C. et Schmid, S., 1983. An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 94 : 1281-1288.
- Spencer, A.J.M., 1972. *Deformations of fibre-reinforced Materials*. Oxford Science Research Papers, Clarendon Press, Oxford.
- Spera, F., 1980. Thermal evolution of pluton : a parameterized approach. *Science*, 207 : 299-301.
- Steck, A., 1966. Petrographische und tectonische untersuchungen am Zentralen Aargranit und seinen altkristallinen Hüllgesteinen im westlichen Aarmassiv. *Beitr. Geol. Karte Schweiz*, 130, 99 p.
- Steck, A., 1968. Die alpidischen Strukturen in den zentralen Aargraniten des westlichen Aarmassiv. *Eclog. Geol. Helv.* 61 : 19-48.
- Steck, A., Ramsay, J.G., Milnes, A.G. et Burri, M., 1979. Compte rendu de l'excursion de la Société Géologique Suisse et la Société Suisse de Minéralogie et Pétrographie en Valais et en Italie Nord du 2 au 5 octobre 1978. *Eclogae. Geol. Helv.*, 72 : 287-311.
- Steck, A., 1984. Structures de déformations tertiaires dans les Alpes Centrales (transversale Aar-Simplon-Ossola). *Eclogae. Geol. Helv.*, 77/1 : 55-100.
- Tapponnier, P. et Molnar, P., 1976. Slip line field theory and large scale continental tectonics. *Nature*, 264 : 319-324.
- Tapponnier, P., Peltzer, G., Le Dain, A.Y., Armijo, R. et Cobbold, P.R. 1982. Propagating extrusion tectonics in Asia : new insights from simple experiments with plasticine. *Geology*, 10 : 611-616.
- Taylor, G.I., 1938. Plastic strain in metals. *J. Inst. Metal.*, 62 : 307-324.
- Tchalenko, J.S., 1970. Similarities between shear zones of different magnitudes. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 81 : 1625-1640.
- Thakur, V.C., 1973. Events in Alpine deformation and metamorphism in the northern Pennine zone and southern Gotthard Massif regions, Switzerland. *Geol. Rdsch.*, 62 : 549-563.
- Truesdell, C. et Toupin, R., 1960. The classical field Theory. *Handbuch der Physic. Encyclopedia of Physics* (edited by Flugge S.) 3 : 226-793.
- Tullis, J., 1977. Preferred orientation of quartz produced by slip during plane strain. *Tectonophysics*, 39 : 87-102.
- Tullis, J., Christie, J.M. et Griggs, D.T., 1973. Microstructures and preferred orientations of experimentally deformed quartzites. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84 : 297-314.
- Tullis, J. et Yund, R.A., 1977. Experimental deformation of dry Western granite. *J. Geophys. Res.*, 82 : 5705-5718.
- Turner, F.J. et Weiss, L.E., 1963. *Structural analysis of metamorphic tectonites*. Mc Graw Hill (Editors), New York, 545 p.
- Urai, J.L., 1983. Water assisted dynamic recrystallization and weakening in polycrystalline biotite. *Tectonophysics*, 96 : 125-157.
- Urai, J.L. et Humphreys, F.J., 1981. The development of shear zone in polycrystalline camphor. *Tectonophysics*, 78 : 677-685.

- Van der Driessche, J., 1986. Structures d'enroulement dans la déformation et sens de cisaillement. Exemples et modèles. C.R. Acad. Sc. Paris, 303 : 413-418.
- Van der Driessche, J. et Brun, J.P. Rolling structures at large shear strains. J. Struct. Geol. this issue.
- Van der Molen, I. et Paterson, M.S., 1979. Experimental deformation of partially-melted granite. Contrib. Mineral. Petrol., 70 : 299-318.
- Vauchez, A., 1980. Ribbon texture and deformation mechanisms of quartz in a mylonitized granite of great Kabylie (Algeria). Tectonophysics 67 : 1-12.
- Vidal, P., 1973. Premières données géochronologiques sur les granites hercyniens du sud du Massif Armoricaïn. Bull. Soc. Geol. France, t XV : 239-245.
- Vidal, Ph., 1978. Rb-Sr systematics in granite from central Nepal (Manaslu) : Significance of the Oligocene Age and high $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio in Himalayan orogeny : comment to Hamet and Allègre (1976). Geology, 6 : 196.
- Voll, G., 1976. Recrystallization of quartz, biotite and feldspars from Erstfeld to the Leventina Nappe, Swiss Alps, and its geological significance. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 56 : 641-647.
- Watterson, J., 1968. Homogeneous deformation of the gneisses of Vesterland, South-West Greenland. Bull. Grøn. Geol. Unders., 175 : 1-78.
- Watts, M.J. et Williams, G.D., 1979. Fault rocks as indicators of progressive shear deformation in the Guingamp region, Brittany. J. Struct. Geol., 1 : 323-332.
- Weiss, L.E., 1980. Nucleation and growth of kink bands. Tectonophysics, 65 : 1-38.
- White, S.H., 1973. Syntectonic recrystallization and texture development in quartz. Nature, Lond, 244 : 276-278.
- White, S.H., 1975. The effects of strain on the microstructures, fabrics and deformation mechanisms in quartzites. Phil. trans. R. Soc. Lond. A. 283 : 69-86.
- White, S.H., 1977. Geological significance of recovery and recrystallization processes in quartz. Tectonophysics, 39 : 143-170.
- White, S.H., 1979 a. Large strain deformation : report on a Tectonic studies Group discussion meeting held at Imperial College, London on 14 november 1979. J. Struct. Geol., 1 : 333-339.
- White, S.H., 1979 b. Grain and sub-grain size variations across a mylonite zone. Contr. Mineral. Petrol., 70 : 193-202.
- White, S.H. et Knipe, R.J., 1978. Transformation and reaction enhanced ductility in rocks. J. Geol. Soc. Lond., 135 : 513-516.
- White, S.H., Burrows, S.E. et Carreras, J., 1979. Textural and microstructural development in a naturally deformed quartzite : a metallurgical approach. in : Textures in materials, Springer - verlag, Berlin, 211-220.
- White, S.H., Burrows, S.E., Carreras, J., Shaw, N.D. et Humphreys, F.J. 1980. On mylonites in ductile shear zones. J. Struct. Geol. 2 : 175-187.
- White, S.H., Bretan, P.G. et Rutter, E.H., 1986. Fault zone reactivation : kinematics and mechanisms. Phil. Trans. R. Soc. A., 317 : 81-97.

- Williams, G. et Dixon, J., 1982. Reaction and geometrical softening in granitoid mylonites. *Textures Microstruct.*, 4 : 223-239.
- Wilson, C.J.L. et Burg, J.P., 1985. In-situ recrystallization of ice. *Terra Cognita*, 5 : 331 (abstract).
- Xu, R.H. et Allègre, C.J., 1983. U-Pb dating of the orogenic events in the Himalayas and in the Tibetan Plateau. *Terra Cognita*, 3 : 273.

Dans la même collection :

- N°1 - H. MARTIN - Nature, origine et évolution d'un segment de croûte continentale archéenne : contraintes chimiques et isotopiques. Exemple de la Finlande orientale. 392 p., 183 fig., 51 tabl., 4 pl. (1985). 140F.
- N°2 - G. QUERRE - Paléogénèse de la croûte continentale à l' archéen : les granitoïdes tardifs (2,5-2,4 Ga) de Finlande Orientale. Pétrologie et géochimie. 226 p., 74 fig., 41 tabl., 3 pl.(1985). 85F.
- N°3 - J. DURAND - Le Grès Armoricaïn. Sédimentologie. Traces fossiles. Milieux de dépôt. 150 p., 76 fig., 9 tabl., 19 pl. (1985). EPUISE
- N°4 - D. PRIOUR - Genèse des zones de cisaillement : Application de la méthode des éléments finis à la simulation numérique de la déformation des roches. 157 p., 106 fig., 7 tabl., (1985). 55F.
- N°5 - V. NGAKO - Evolution métamorphique et structurale de la bordure sud-ouest de la "série de Poli". Segment camerounais de la chaîne panafricaine. 185 p., 76 fig., 16 tabl., 12 pl. (1986). 70F.
- N°6 - J. DE POULPIQUET - Étude géophysique d'un marqueur magnétique situé sur la marge continentale sud-armoricaine. 159 p., 121 fig., 5 tabl. (1986). 55F.
- N°7 - P. BARBEY - Signification géodynamique des domaines granulitiques. La ceinture des granulites de Laponie : une suture de collision continentale d'âge Protérozoïque inférieur (1.9-2.4 Ga). 324 p., 89 fig., 46 tabl., 11 pl. (1986). 115F.

- N°8 - Ph. DAVY - Modélisation thermo-mécanique de la collision continentale. 233 p., 72 fig., 2 tabl. (1986). EPUISE
- N°9 - Y. GEORGET - Nature et origine des granites peralumineux à cordiérite et des roches associées. Exemples des granitoïdes du Massif Armoricain (France) : Pétrologie et géochimie. 250 p., 140 fig., 67 tabl., (1986).
EPUISE
- N°10 - D. MARQUER - Transfert de matière et déformation progressive des granitoïdes. Exemple des massifs de l'Aar et du Gothard (Alpes centrales Suisses). 287 p., 134 fig., 52 tabl., 5 cartes hors-texte (1987).
EPUISE
- N°11 - J.S. SALIS - Variation séculaire du champ magnétique terrestre. Direction et Paléointensité sur la période 7.000 - 70.000 BP dans la chaîne des Puys. 190 p., 73 fig., 28 tabl., 1 carte hors-texte (1987).
90F.
- N°12 - Y. GERARD - Etude expérimentale des interactions entre déformation et transformation de phase. Exemple de la transition calcite-aragonite. 126 p., 42 fig., 3 tabl., 10 pl. (1987).
75F.
- N°13 - H. TATTEVIN - Déformation et transformation de phases induites par ondes de choc dans les silicates. Caractérisation par la microscopie électronique en transmission. 150 p., 50 fig., 1 tabl., 13 pl. (1987).
95F.
- N°14 - J.L. PAQUETTE - Comportement des systèmes isotopiques U-Pb et Sm-Nd dans le métamorphisme éclogitique. Chaîne Hercynienne et chaîne Alpine. 190 p., 88 fig., 39 tab., 2 pl. (1987).
95F.
- N°15 - B. VENDEVILLE - Champs de failles et tectonique en extension : modélisation expérimentale. 392 p., 181 fig., 1 tabl., 82 pl. (1987).
265F.

- N°16 - E. TAILLEBOIS - Cadre géologique des indices sulfurés à Zn, Pb, Cu, Fe du secteur de Gouézec-St-Thois : Dévono-Carbonifère du flanc Sud du Bassin de Châteaulin (Finistère). 195 p., 64 fig., 41 tabl., 8 pl. photo., 8 pl. h.texte. (1987). 110F.
- N°17 - J.P. COGNE - Contribution à l'étude paléomagnétique des roches déformées. 204 p., 86 fig., 17 tabl., (1987). 90F.
- N°18 - E. DENIS - Les sédiments briovériens (Protérozoïque supérieur) de Bretagne septentrionale et occidentale : Nature, mise en place et évolution. 263 p., 148 fig., 26 tab., 8 pl. (1988). 140F.
- N°19 - M. BALLEVRE - Collision continentale et chemins P-T : l'unité pennique du Grand Paradis (Alpes Occidentales). 340 p., 146 fig., 10 tabl., (1988). 145F.
- N°20 - J.P. GRATIER - L'équilibrage des coupes géologiques. Buts, méthodes et applications. Atelier du Groupe d'Etudes Tectoniques le 8 Avril 1987 à Rennes. 165 p., 82 fig., 2 tabl. (1988). 85F.
- N°21 - R.P. MENOT - Magmatismes paléozoïques et structuration carbonifère du Massif de Belledonne (Alpes Françaises). Contraintes nouvelles pour les schémas d'évolution de la chaîne varisque ouest-européenne. 465 p., 101 fig., 31 tab., 6 pl., (1988). 200F.
- N°22 - S. BLAIS - Les ceintures de roches vertes archéennes de Finlande Orientale : Géologie, pétrologie, géochimie et évolution géodynamique. 312 p., 107 fig., 98 tab., 11 pl. photo, 1 pl. h.texte, (1989). 160F.

- N°23 - A. CHAUVIN - Intensité du champ magnétique terrestre en période stable de transition, enregistrée par des séquences de coulées volcaniques du quaternaire. 217 p., 100 fig., 13 tab. (1989). 100F.
- N°24 - J.P. VUICHARD - La marge austroalpine durant la collision alpine : évolution tectonométamorphique de la zone de Sesia-Lanzo. 307 p., 143 fig., 26 tab., 6 pl. hors-texte. (1989). 170F.
- N°25 - C. GUERROT - Archéen et Protérozoïque dans la chaîne hercynienne ouest-européenne : géochimie isotopique (Sr-Nd-Pb) et géochronologie U-Pb sur zircons. 180 p., 68 fig., 29 tab., 1 pl. (1989) 90F.
- N°26 - J.L. LAGARDE - Granites tardi carbonifères et déformation crustale. L'exemple de la Méséta marocaine. 353 p., 244 fig., 15 pl. (1989) 210F.
- N°27 - Ph. BARDY - L'orogène cadomien dans le Nord-Est du Massif Armoricaïn et en Manche Occidentale. Etude tectonométamorphique et géophysique. 395 p., 142 fig., 7 tab., 1 pl. hors-texte. (1989). 175F.
- N°28 - D. GAPAIS - Les Orthogneiss : Structures, mécanismes de déformation et analyse cinématique. 377 p., 184 fig., 3 tab., (1989). 275F.
- N°29 - E. LE GOFF - Conditions pression-température de la déformation dans les orthogneiss : Modèle thermodynamique et exemples naturels. 321 p., 146 fig., 42 tab. (1989).
- N°30 - D. KHATTACH - Paléomagnétisme de formations paléozoïques du Maroc. 220 p., 97 fig., 35 tab., (1989). 100F.

BON DE COMMANDE

A retourner à :

Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles
Mémoires et documents du CAESS
Université de Rennes I - Campus de Beaulieu
35042 - RENNES Cédex (France).

NOM

ORGANISME

ADRESSE

Veuillez me faire parvenir les ouvrages suivants :

N°	Auteur	Nb Exemplaires	Prix Unitaire	TOTAL
Frais d'envoi :				
1 volume : 20,00 F				
Total				
Frais d'envoi				
Montant total				

Veuillez établir votre chèque au nom de l' Agent comptable de l'Université de Rennes I et le joindre au bon de commande.

Imprimé au C.A.E.S.S.

Dépôt Légal

4ème trimestre 1989

LES ORTHOGNEISS :

structures, mécanismes de déformation et analyse cinématique

Ce mémoire comprend trois parties qui illustrent, à travers des exemples naturels, les principaux aspects mécaniques et cinématiques de la déformation des roches granitiques.

Les deux premières parties traitent des mécanismes de déformation. L'une est consacrée aux granites syntectoniques, l'autre aux granites prétectoniques (socles anciens). Les principaux contrastes structuraux et microstructuraux existant entre ces deux types de contexte sont illustrés et interprétés en termes d'histoires thermiques différentes, rétrogrades ou progrades. Ceci conduit à préciser les relations entre la nature des mécanismes de déformation, le degré d'homogénéité du champ de déformation (échelle des instabilités mécaniques), et les conditions métamorphiques syntectoniques.

La troisième partie est consacrée à l'analyse cinématique. Dans les roches granitiques, l'hétérogénéité de la déformation résulte de sa localisation dans des zones de glissement de toute échelle, de celle du grain (glissements intracristallins) à celle du massif (bandes et zones de cisaillement). On propose un modèle cinématique d'interprétation des champs de déformation hétérogène en termes de combinaisons de systèmes de glissement, en étendant cette notion à des structures variées (plans réticulaires, litages, failles, bandes et zones de cisaillement ductile). Selon ce modèle, la distribution des systèmes de glissement à une échelle donnée reflète la nature (aplatissement, déformation plane, constriction) et le degré de non coaxialité de la déformation globale à cette échelle. Il rend compte de l'essentiel des caractères des orientations préférentielles de réseau, telles que celles du quartz, et des champs de failles ductiles tels que ceux affectant les roches granitiques. Appliqué à ces roches, il souligne leur intérêt en tant que marqueurs de la déformation crustale.

Mots clés

Roches granitiques, orthogneiss, structures, mécanismes de déformation, cinématique.